

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ**  
**CENTRO DE GEOCIÊNCIAS**  
**CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA**

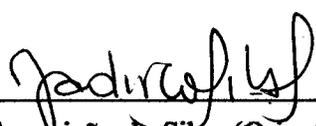
**MODELO PARA CORRELAÇÃO DE LITOLOGIAS**  
**COMPLEXAS UTILIZANDO OS PERFIS DE**  
**ESPECTROMETRIA DE RAIOS GAMA NATURAIS**

**TESE APRESENTADA POR**  
**FERNANDO LUIZ PANTUZZO**

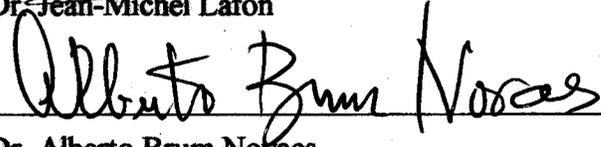
**COMO REQUISITO PARCIAL À OBTENÇÃO DE GRAU DE**  
**MESTRE EM CIÊNCIAS NA ÁREA DE GEOFÍSICA**

**Data de Aprovação : 21/08/1996**

**COMITÊ DE TESE:**

  
\_\_\_\_\_  
Dr. Jadir da Conceição da Silva (Orientador)

  
\_\_\_\_\_  
Dr. Jean-Michel Lafon

  
\_\_\_\_\_  
Dr. Alberto Brum Novaes

**BELÉM**

**1996**

**PANTUZZO, Fernando Luiz. Modelo para correlação de litologias complexas utilizando os perfis de espectrometria de raios gama naturais. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências, 1996. 114p.**

**Tese (Mestrado em Geofísica) - Curso de Pós-Graduação em Geofísica, Centro de Geociências, UFPA, 1996.**

**1. LITOLOGIAS COMPLEXAS. 2. ESPECTROMETRIA. 3. PERFIS NUCLEARES. 4. RAIOS GAMA NATURAIS. 5. CORRELAÇÃO.**  
**I. Título.**

*À meus pais*  
*Dagmar A. Pantuzzo*  
*&*  
*Homero Pantuzzo (†)*  
*com muito amor e gratidão...*

## AGRADECIMENTOS

Ao DGf/CG/UFPA e a todos os seus professores.

Ao Prof. Jadir da Conceição da Silva por ter assumido a orientação desta tese, por ter fornecido os algoritmos para simulação das respostas de ferramentas nucleares aqui utilizados e por seu companheirismo.

Aos Profs. Alberto Brum Novaes ( UFBA ) e Jean Michel Lafon ( CG/UFPA ) por participarem da Banca Examinadora deste trabalho.

Ao Prof. Om Prakash Verma.

À PETROBRÁS S.A. pela oportunidade de desenvolver esta tese de mestrado, e a seus seguintes funcionários, cujos apoios e colaborações foram fundamentais para este empreendimento:

Caio Múcio B. Pimenta ( Refinaria Gabriel Passos );

Celso Fernando Lucchesi ( CENPES );

Fernando Barbosa da Silva ( CENPES );

José Alberto Bucheb ( DEPEX );

Nilo C. de Azambuja Filho ( CENPES );

Gilza M. L. Bianchi Bitencourt ( CENPES );

Joracilda Tozzo Evangelista ( CENPES );

Jeferson M. Kinzel ( DEXNOR );

Nilo Siguehiko Matsuda ( DEXNOR );

Domingos S. de oliveira Negrão ( DEXNOR );

À Prof. Sônia Batista Guerreiro, coordenadora do Curso de Pós Graduação em Geofísica no período em que me matriculei neste departamento.

Ao Sr. Ronald Vieira pela qualidade dos serviços de arte final prestados no presente trabalho.

À Regina, Rita, André e Leila Salomão. À D. Selene, Socorro e Sílvio pelo companheirismo.

Aos analistas de sistemas Fábio e Ricardo, e a todo o pessoal do sistema computacional do DGf.

Aos demais membros do corpo técnico - administrativo do Curso de Pós - Graduação em Geofísica por também concorrerem ao fornecimento das condições e infra - estruturas necessárias à realização deste trabalho.

A todos os colegas estudantes com os quais sempre houve um bom convívio, em especial aos amigos e colegas de classe Arnaldo, José Antônio e Valcir, pela hospitalidade, honestidade, e companheirismo.

À Valéria Cristina e Luzilene pelo carinho, amizade e apoio dispensados.

À Isabel pelo seu grande carisma.

À minha querida mãe, Dagmar, e irmãos Marcelo, Carlos Henrique e Alexandre pelo carinho e incentivo permanentes, com extensão à prima Ana Maria e cunhadas, Márcia e Fátima.

À querida Cláudia de Vasconcelos Reis, pelo carinho, incentivo e presença marcantes, apesar da grande distância.

Corro o risco de ter me esquecido de algum nome, mas é inabalável minha gratidão a todos aqueles que, de alguma forma, participaram desta empresa...

# SUMÁRIO

	p.
<b>DEDICATÓRIA</b> . . . . .	i
<b>AGRADECIMENTOS</b> . . . . .	ii
<b>LISTA DE ILUSTRAÇÕES</b> . . . . .	vii
<b>RESUMO</b> . . . . .	1
<b>ABSTRACT</b> . . . . .	3
<b>1 - INTRODUÇÃO</b> . . . . .	5
1.1 HISTÓRICO E OBJETIVOS . . . . .	5
1.2 METODOLOGIA . . . . .	8
1.2.1 Simulação dos Perfis NGS ( K - Th - U e GR ) . . . . .	8
1.2.2 Simulação dos Perfis CNL ( Phin ) . . . . .	9
1.2.3 Simulação dos Perfis LDT ( Rhob, Pe ) . . . . .	11
1.2.4 Exemplo de Aplicação em Modelo Sintético . . . . .	12
1.2.5 Determinação de $V_{sh}$ ( Volume de Folhelho ) . . . . .	15
<b>2 - ORIGEM DA RADIOATIVIDADE NATURAL</b> . . . . .	19
2.1 CONSIDERAÇÕES GERAIS SOBRE A RADIOATIVIDADE NATURAL . . . . .	20
2.2 O DECAIMENTO DO POTÁSSIO . . . . .	21
2.3 A SÉRIE DO TÓRIO . . . . .	22
2.4 A SÉRIE DO URÂNIO . . . . .	23
2.5 CONSIDERAÇÕES SOBRE O REGISTRO DE DETECÇÃO DE RAIOS GAMA . . . . .	24
2.6 EQUILÍBRIO SECULAR . . . . .	26
<b>3 - GEOQUÍMICA DO POTÁSSIO</b> . . . . .	27
3.1 INTRODUÇÃO . . . . .	27
3.2 O POTÁSSIO NAS ROCHAS ÍGNEAS . . . . .	29
3.3 CICLO DO POTÁSSIO E SUA OCORRÊNCIA NA SEQUÊNCIA DE SEDI- MENTOS . . . . .	32

3.3.1	Ocorrência de Potássio nos Evaporitos . . . . .	36
<b>4</b>	<b>GEOQUÍMICA DO URÂNIO . . . . .</b>	<b>38</b>
4.1	O URÂNIO NAS ROCHAS ÍGNEAS . . . . .	39
4.2	O URÂNIO NO CICLO DE INTEMPERISMO E SEDIMENTAÇÃO . . . . .	42
4.2.1	Comportamento do Urânio Frente ao Intemperismo das Rochas, e Sob as Condições de ph e Eh . . . . .	42
4.2.2	Transporte do Urânio . . . . .	43
4.2.3	Precipitação e Migração Diagenética Do Urânio . . . . .	44
4.2.4	Biogeoquímica do Urânio e Associação Com Matéria Orgânica . . . . .	45
4.2.5	Ocorrência de Urânio Nas Rochas Sedimentares . . . . .	46
<b>5</b>	<b>GEOQUÍMICA DO TÓRIO . . . . .</b>	<b>51</b>
5.1	TÓRIO NAS ROCHAS ÍGNEAS . . . . .	52
5.2	O CICLO SEDIMENTAR DO TÓRIO . . . . .	54
<b>6</b>	<b>APLICAÇÃO EM DADOS SINTÉTICOS . . . . .</b>	<b>59</b>
6.1	MODELO - I . . . . .	61
6.1.1	Respostas dos Perfis Simulados . . . . .	62
6.2	MODELO - II . . . . .	65
6.2.1	Respostas Dos Perfis Simulados . . . . .	66
6.3	MODELO - III . . . . .	70
6.3.1	Respostas Dos Perfis Simulados . . . . .	71
6.4	MODELO - IV . . . . .	75
6.4.1	Respostas Dos Perfis Simulados . . . . .	76
6.5	MODELO - V . . . . .	80
6.5.1	Respostas Dos Perfis Simulados . . . . .	81
6.6	AMBIENTE ARENITO - FOLHELHO . . . . .	86
6.6.1	Modelo - VI . . . . .	87
6.6.1.1	Respostas Dos Perfis Simulados . . . . .	88
6.6.2	Modelo - VII . . . . .	94
6.6.2.1	Respostas Dos Perfis Simulados . . . . .	95
<b>7</b>	<b>APLICAÇÃO EM DADOS REAIS . . . . .</b>	<b>100</b>
7.1	ANÁLISE DO TRECHO - I . . . . .	101
7.2	ANÁLISE DO TRECHO - II . . . . .	104
<b>8</b>	<b>CONCLUSÕES E SUGESTÕES . . . . .</b>	<b>108</b>

**REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS . . . . . 111**

# LISTA DE ILUSTRAÇÕES

## FIGURAS

Figura 1.1	Exemplo de perfis simulados: K, U, Th e GR. . . . .	13
Figura 1.2	Exemplo de perfis simulados: Porosidade Neutrônica ( $\phi_n$ ) e Porosidade-Densidade ( $\phi_d$ ). 22, define região com presença de gipsita. 25, define camada rica em argilas. . . . .	14
Figura 1.3	Exemplo de perfis simulados: Densidade Volumétrica ( $\rho_b$ ) e Índice de absorção Fotoelétrica ( $Pe$ ). 10, 15, 19 e 25: Exemplo de camadas finas com amplitudes do sinal bastante inferiores às amplitudes reais. 31, 32 e 33: Camadas relativamente espessas. Amplitudes máximas do sinal coerentes com as amplitudes reais. . . . .	15
Figura 1.4	Bloco-diagrama ilustrando vivisão volumétrica de uma rocha. $\phi$ corresponde ao volume de fluídos ( líquidos ou gases ) presentes. $1 - \phi$ corresponde à porção sólida da rocha, na qual $V_{sh}$ identifica-se com o volume de folhelho ( ou argilas ). . . . .	16
Figura 2.1	Sumário das energias de decaimento e relativas intensidades para os principais gama-emissores naturais. ( Extraído de: SCHMUS, 1984 ).	20
Figura 2.2	Esquema de decaimento do $^{40}\text{K}$ ( Extraído de: HEIER & BILLINGS, 1970 ). . . . .	22
Figura 2.3	Espectrogramas reais de K, Th e U obtido a partir de detector de NaI(Tl). ( Extraído de: SERRA <i>et al.</i> 1980 ). . . . .	25
Figura 3.1	Série de Reações de Bowen. O íon $\text{K}^+$ entra preferencialmente nos estágios tardios da evolução magmática, compondo principalmente as estruturas da biotita, ortoclásio e muscovita. Rochas típicas desse estágio são ácidas a intermediárias como granitos, riolitos e granodioritos. ( Modificado de SERRA, 1990 ). . . . .	28
Figura 3.2	Alteração de feldspatos para formar caolinita. Fluxo de material na alteração de K-feldspatos para caolinita, por ação dissolvente da água. Alguma água e íons $\text{H}^+$ são absorvidos dentro da estrutura da caolinita, mas todo o íon potássio e alguma sílica terminam em solução ( Extraído de SERRA, 1984 ). . . . .	32

Figura 3.3	Classificação de sedimentos siliciclásticos e rochas afins, em função da granulometria, ( Extraído de SERRA (1990). . . . .	35
Figura 4.1	Esquema representando perda de urânio em relação ao tório durante a diferenciação normal. ( Extraído de WHITFIELD <i>et al.</i> , 1959 ). . . .	40
Figura 4.2	Prováveis caminhos seguidos pelo urânio lixiviado das rochas fontes. (After Huang apud FERTELL, 1979). . . . .	43
Figura 4.3	Ciclo do Urânio. ( Extraído de RANKAMA & SAHAMA, 1968 ). . .	45
Figura 4.4	Diagrama esquemático mostrando possíveis associações e tempo de locação de Urânio com constituintes comuns de folhelhos negros marinhos. o U está representado por pontos negros. ( A partir de Swanson apud SERRA, 1984). . . . .	48
Figura 5.1	Distribuição de tório e da razão Th/U nas rochas sedimentares e sedimentos. ( A partir de Adams e Weaver apud ELLIS, 1987 ). . . . .	56
Figura 5.2	Classificação espectral de minerais radioativos. ( Extraído de QUIREIN <i>et al.</i> , 1982 ). . . . .	57
Figura 6.1	Modelo geológico - I perfilado pelos poços I, II e III. . . . .	61
Figura 6.2	Respostas simuladas das sondas CNL e LDT relativas ao poço I, modelo I.	63
Figura 6.3	Respostas simuladas da sonda NGS para o modelo I. . . . .	64
Figura 6.4	Modelo geológico - II perfilado pelos poços I e II. . . . .	65
Figura 6.5	Respostas simuladas da sonda NGS para o modelo II. . . . .	68
Figura 6.6	Respostas simuladas da sonda CNL e LDT relativas ao poço I, modelo II. . . . .	69
Figura 6.7	Modelo geológico - III perfilado pelos poços I, II III e IV. . . . .	70
Figura 6.8	Respostas simuladas da sonda CNL e LDT relativas ao poço I, modelo III . . . . .	72
Figura 6.9	Respostas simuladas da sonda NGS para o modelo III. Perfis de Potássio e Tório. . . . .	73
Figura 6.10	Respostas simuladas da sonda NGS para o modelo III. Perfis de Urânio e Contagem Total. . . . .	74
Figura 6.11	Modelo geológico - IV perfilado pelos poços I, II e III. . . . .	75
Figura 6.12	Respostas simuladas da sonda NGS para o modelo IV. . . . .	78
Figura 6.13	Respostas simuladas das sondas CNL e LDT relativas ao poço II, modelo IV. . . . .	79
Figura 6.14	Modelo geológico - V perfilado pelos poços I, II, III e V. . . . .	80

Figura 6.15	Respostas simuladas da sonda NGS para o modelo V. Perfis de Potássio e Tório. . . . .	83
Figura 6.16	Respostas simuladas da sonda NGS para o modelo V. Perfis de Urânio e Contagem Total. . . . .	84
Figura 6.17	Respostas simuladas das sondas CNL e LDT relativas aos poços I e II, modelo V. . . . .	85
Figura 6.18	Modelo geológico - VI perfilado pelos poços I, II e III . . . . .	87
Figura 6.19	Respostas simuladas da sonda NGS para o modelo VI. Perfis de Potássio e Tório. . . . .	89
Figura 6.20	Respostas simuladas da sonda NGS para o modelo VI. Perfis de Urânio e Contagem Total. . . . .	90
Figura 6.21	( a-c ) : Respostas simuladas das sondas LDT e CNL relativas ao poço I, modelo VI; ( d-f ) : Valores calculados do volume de folhelho ( $V_{sh}$ ) e porosidade total ( $\phi_t$ ) para os poços I, II e III do modelo VI. . . . .	92
Figura 6.22	( a-c ) : Valores calculados para os parâmetros $\rho_g$ e $\rho_m$ para os poços I, II e III do modelo VI; ( d-f ) : Idem, para $U_g$ e $U_m$ . . . . .	93
Figura 6.23	Modelo geológico - VII perfilado pelos poços I, II e III . . . . .	94
Figura 6.24	Respostas simuladas da sonda NGS para o modelo VII. . . . .	96
Figura 6.25	( a-c ) : Respostas simuladas das sondas LDT e CNL relativas ao poço I, modelo VII; ( d-f ) : Valores calculados do volume de folhelho ( $V_{sh}$ ) e porosidade total ( $\phi_t$ ) para os poços I, II e III do modelo VII. . . . .	98
Figura 6.26	( a-c ) : Valores calculados para os parâmetros $\rho_g$ e $\rho_m$ para os poços I, II e III do modelo VII; ( d-f ) : Idem, para $U_g$ e $U_m$ . . . . .	99
Figura 7.1	Respostas da sonda NGS . Perfis de Th para o trecho - 1 . . . . .	101
Figura 7.2	Respostas da sonda NGS . Perfis de K e U para o trecho - 1 . . . . .	102
Figura 7.3	Perfis de Contagem Total (GR) para o trecho - 1 . . . . .	103
Figura 7.4	Respostas da sonda NGS . Perfis de Th para o trecho - 2 . . . . .	104
Figura 7.5	Respostas da sonda NGS . Perfis de K e U para o trecho - 2 . . . . .	105
Figura 7.6	Perfis de Contagem total ( GR ) para o trecho - 2 . . . . .	107

## TABELAS

Tabela 2.1	Constantes Radioativas do $^{40}\text{K}$ ( Modificado de ADAMS & GASPARINI, 1971 ) . . . . .	22
Tabela 2.2	Série do $^{232}\text{Th}$ ( Modificado de ADAMS & GASPARINI, 1971 ) . . . . .	23
Tabela 2.3	Série do $^{238}\text{U}$ ( Modificado de ADAMS & GASPARINI, 1971 ) . . . . .	24

Tabela 3.1	Composição Mineralógica Modal das Rochas Ígneas ( Extraído de RANKAMA & SAHAMA, 1968 ) . . . . .	29
Tabela 3.2	Minerais Potássicos ( Modificado de SERRA <i>et al.</i> , 1980 ) . . . . .	30
Tabela 3.3	Conteúdo de Potássio nas Rochas Ígneas (Modificado de SERRA,1982)	31
Tabela 3.4	Conteúdo de sódio e Potássio e razão Na/K no ciclo exógeno ( Extraído de RANKAMA & SAHAMA, 1958 ) . . . . .	34
Tabela 3.5	Conteúdo de sódio e Potássio em Sedimentos e Metasedimentos ( Modificada de GOLDSHMIDT, 1958 ) . . . . .	34
Tabela 3.6	Conteúdo Médio de Potássio nos Sedimentos e Rochas Sedimentares .	37
Tabela 3.7	Conteúdo Médio de Potássio nos Evaporitos Potássicos ( Modificado de SERRA, 1984 ) . . . . .	37
Tabela 4.1	Valores de Abundância do Urânio (Modificado de ROLLINSON, 1993)	38
Tabela 4.2	Conteúdo de Urânio nas Rochas Ígneas ( Extraído de RANKAMA & SAHAMA, 1968 ) . . . . .	39
Tabela 4.3	Conteúdo de Urânio nas Rochas Sedimentares ( Dados a partir de FERTL, 1979; SCHMUS, 1984 ) . . . . .	47
Tabela 4.4	Conteúdo de Urânio em Diversos Minerais ( Dados a partir de SERRA <i>et al.</i> , 1980; SERRA, 1982; SCHMUS, 1984; ) . . . . .	50
Tabela 5.1	Valores de Abundância do Tório (Modificado de ROLLINSON, 1993)	51
Tabela 5.2	Conteúdo de Tório nas Rochas Ígneas ( Modificado de SERRA, 1982 )	52
Tabela 5.3	Concentração de K, U e Th em Solução Nos Oceanos ( Dados a partir de RANKAMA & SAHAMA, 1968 ) . . . . .	55
Tabela 5.4	Conteúdo de Tório nas Rochas Sedimentares (Dados a partir de RANKAMA & SAHAMA, 1968; FERTL, 1979) . . . . .	56
Tabela 5.5	Conteúdo de Tório em Diversos Minerais ( Dados a partir de FERTL, 1979; SERRA <i>et al.</i> , 1980; SERRA, 1982; SCHMUS, 1984 ) . . . . .	58

## RESUMO

A correlação de litologias em subsuperfície e suas caracterizações são de grande importância ao estudo de reservatórios de petróleo. No domínio das ferramentas nucleares, a medida da radioatividade natural das formações através dos perfis de contagem total (GR) tem sido há muito realizada para identificar tipos litológicos, calcular volumes de folhelho e fazer correlações poço a poço. Entretanto, a capacidade de se medir seletivamente a radioatividade natural através da espectrometria de raios gama ( $\gamma$ ), veio a ser uma evolução acompanhada de uma série de benefícios, traduzidos pela possibilidade de se realizar tais estudos em litologias mais complexas, bem como fornecer diversas informações geológicas ambientais.

De posse de um algoritmo capaz de simular discriminadamente as respostas devidas ao potássio ( $^{40}\text{K}$ ), urânio ( $^{238}\text{U}$ ) e tório ( $^{232}\text{Th}$ ) radioativos, principais emissores naturais de raios- $\gamma$ , bem como as respostas de suas combinações lineares (a contagem radioativa total), elabora-se neste trabalho diferentes modelos geológicos sintéticos nos quais se fazem correlações poço a poço em litologias complexas utilizando estes dados, e compara-se os resultados espectrométricos com os resultados obtidos através da contagem total. As vantagens encontradas para o primeiro caso são relevantes, incluindo aí interpretações geológicas importantes que seriam impossíveis pelo uso dos perfis GR: Discriminação de litologias que apresentassem valores semelhantes de grau API, melhor reconhecimento da continuidade lateral de litologias, diferenciação entre evaporitos e folhelhos, indicações sobre o ambiente geológico da formação e sobre a presença de descontinuidades, como planos de falha.

Em dois modelos envolvendo ambientes arenito-folhelho, é aplicado um procedimento secundário para se confirmar as correlações a partir das respostas do perfil simulado GR, combinado às respostas dos perfis de lito-densidade e porosidade neutrônica (também simulados). A confirmação das correlações por este método foi efetivada com relativo sucesso no que diz respeito à discriminação de unidades litológicas, através da influência do volume calculado de argilo-minerais nos parâmetros índice fotoelétrico e densidade das rochas.

A espectrometria de raios- $\gamma$  naturais para efeitos de correlação foi aplicada em dados de campo procedentes de dois poços de uma bacia da plataforma continental brasileira, e novamente apresentou melhores resultados na verificação da continuidade lateral de litologias,

em relação ao mesmo procedimento pelo uso dos perfis GR. Permitiu também fazer interpretações geológicas qualitativas da formação analisada, como a indicação do grupo de rochas sedimentares no qual ela se encaixaria, e seu grau de maturidade.

O estudo da utilização dos perfis de K, U e Th radioativos com os objetivos acima descritos foi, enfim, satisfatório, e pode ser ampliado devido à versatilidade do algoritmo de elementos finitos disponível.

## ABSTRACT

The correlation between subsurface lithologies, and their characterisations are of great importance to the study of petroleum reserves. Concerning nuclear tools, the measurement of the natural radioactivity in the formation via total count logs ( GR ) has long been employed to identify lithologies, calculate shale volumes and perform well-to-well correlations. However, the capacity to measure natural radioactivity separately via spectrometry of gamma rays (  $\gamma$  ), proved to be an evolution which brought about various studies in more complex lithologies, as well as providing varied information about geological environments.

Using an algorithm capable of selectively simulating radioactive potassium (  $^{40}\text{K}$  ), uranium (  $^{238}\text{U}$  ) and thorium (  $^{232}\text{Th}$  ) responses ( the main natural gamma-ray emitters ) as well as the responses of their linear combinations ( total radioactive count ), this work involves the elaboration of different synthetic geological models, in which well-to-well correlations in complex lithologies are performed and the spectrometric results compared with those of the total count ( using the same procedure ). Relevant advantages in the first case include important lithological interpretations which would not be possible using only GR logs, selection of lithologies presenting values similar to the API unit, improved recognition of the lateral continuity of lithologies, differentiation between evaporites and shales, indication of geological environments, categorization of the formation and the presence of discontinuities such as fault planes.

A secondary procedure to confirm correlations in synthetic models using the simulated GR log combined with litho-density and neutro porosity logs is applied to two models involving sand-shale environments. Confirmation of the correlations using this method was qualitatively carried out with relative success regarding the selection of lithological units through the influence of the volume of clay minerals on the following parameters photoelectric index, and density of the rocks.

The natural gamma-ray spectrometry was applied to field data from a basin of the Brazilian continental shelf and again presented better results in the verification of lateral continuity of lithologies, than GR logs. Furthermore it permitted qualitative geological interpretations of the log analysis, such as indicating the group of rocks in which it is found, and degree of maturity.

The results of the study of radioactive K, U and Th logs with the above objectives were satisfactory, and due to the versatility of the finite element algorithm available, could well be amplified.

# 1 - INTRODUÇÃO

## 1.1 HISTÓRICO E OBJETIVOS

A maioria dos elementos químicos ocorre na natureza como isótopos. Muitos destes isótopos são radioativos e decaem a formas mais estáveis enquanto emitem radiações de diversos tipos. Os raios alfa ( $\alpha$ ) e beta ( $\beta$ ) têm uma pequena distância de penetração. Os raios gama ( $\gamma$ ), entretanto, com um poder de penetração significativamente maior, podem ser detectados por equipamentos relativamente simples, conforme DOVETON ( 1986 ), o que os torna potencialmente úteis no estudo da subsuperfície terrestre, sobretudo como auxiliares na avaliação de reservatórios de petróleo.

Os perfis de raios gama naturais ou contagem total ( GR ) constituem registros desses fótons ocorrendo naturalmente nas formações adjacentes ao poço perfilado, e têm sido amplamente utilizados ao longo de muitos anos para identificar litologias, fazer correlações poço a poço e calcular volumes de folhelho ( MIAN, 1991 ). RUSSEL ( 1941 ), em um dos primeiros trabalhos publicados nesta área, aborda o uso de perfis de radioatividade como o único método até então conhecido para compor registros litológicos precisos através de poços revestidos e cimentados, uma vez que os perfis elétricos estavam limitados a poços não revestidos.

A partir da década de 1970, a evolução da ferramenta GR convencional permitiu o desenvolvimento de um dispositivo capaz de detectar os raios gama naturais específicos de interesse do analista, ou seja, capaz de medir discriminadamente a radioatividade devida à contribuição pelo potássio, urânio e tório radioativos, que se constituem nos principais radioisótopos ocorrendo na natureza. Assim, a introdução desta nova ferramenta, denominada espectrometria de raios gama naturais ( NGS ), tornou possível aperfeiçoar interpretações de natureza geológica em subsuperfície, principalmente naqueles problemas onde a contagem total ( GR ) mostrasse limitações em decorrência das diferentes fontes radioativas.

LOCKY & HOYER ( 1971 ), em um dos trabalhos pioneiros dessa evolução, descrevem técnicas para a detecção de raios gama naturais específicos, e ilustram aplicações de campo destas medidas tais como correlação poço a poço, exploração mineral e identificação litológica. FERTL ( 1979 ) também discute os princípios de medidas, e demonstra um leque de aplicações da ferramenta NGS em poços revestidos ou não, atravessando diversos tipos de rochas

detríticas e químicas.

WEST & LAUGHLIN ( 1976 ) discutem a utilização da perfilagem espectral de raios gama naturais em rochas cristalinas do embasamento, e sua eficácia nas determinações litológicas, de zonas de fraturas, e de fenômenos relacionados às mobilidades relativas do U, K e Th, além de observarem sua eficiência na correlação poço a poço. HEFLIN & NETTLETON (1980) também mostram a utilização da análise espectral de raios gama naturais na detecção de fraturas e na avaliação quantitativa de argilas.

HASSAN et al. ( 1976 ) ilustram a aplicação dos perfis espectrométricos na identificação litológica e reconstrução de fácies pelos seus conteúdos relativos em K, U e Th, e enfatizam a distinção entre argilo-minerais e outros minerais radioativos através da razão Th/K. SERRA et al. ( 1980 ) observam o uso destes perfis para definir a natureza e quantidade dos materiais radioativos provavelmente mais comuns nas formações, bem como proporcionar um indicador de folhelho mais aperfeiçoado, além de permitir uma descrição da natureza de misturas de minerais radioativos em litologias complexas, quando combinados com outros tipos de perfis. Dentro deste último contexto, QUIREIN et al. ( 1982 ) propõe um *crossplot* Th x K, atualmente bastante utilizado, baseado nas concentrações esperadas destes elementos nos diversos minerais radioativos a serem distinguidos.

A maioria destes trabalhos reflete, em última instância, o comportamento geoquímico do potássio, urânio e tório, principalmente frente ao ciclo de intemperismo e sedimentação, e as conseqüentes contribuições destes elementos nos diversos minerais constituindo as formações. As relações Th/U e Th/K ( ou mesmo U/K ) por si só, e também em associação com as respostas de outras ferramentas de perfilagem, têm proporcionado muitas interpretações geológicas a partir da espectrometria de raios gama ( conforme exemplificam DOVETON & PRENSKY, 1992 ), que seriam restritas pelo uso dos perfis de contagem total ( GR ).

Os principais objetivos deste trabalho compreendem o reconhecimento da continuidade lateral de litologias complexas em subsuperfície, por meio da assinatura proporcionada pelas concentrações discriminadas de  $^{40}\text{K}$ ,  $^{238}\text{U}$  e  $^{232}\text{Th}$ , em substituição ao mecanismo de correlação através da radioatividade total das formações ( GR ). A correlação poço a poço para rochas-reservatório, e litologias geralmente a elas associadas, será efetivada através das respostas espectrométricas da ferramenta NGS, sendo apresentados e resolvidos alguns problemas de ambigüidades do sinal detectado pela contagem radioativa total ( GR ).

Essas ambigüidades estão relacionadas com o conteúdo radioativo implícito na mineralogia presente em diversas litologias, de tal forma que variações composicionais para um mesmo litotipo ou litotipos de origens distintas, poderiam apresentar uma radioatividade total com

valores semelhantes. Para propor estes problemas e procurar solucioná-los pelo uso das respostas da ferramenta NGS, é feito um prévio estudo da natureza radioativa e principalmente da geoquímica dos radioisótopos de potássio, urânio e tório.

Assim, são idealizados diferentes modelos geológicos envolvendo essas litologias, para os quais simula-se diversos perfis gama-espectrométricos a partir do algoritmo de elementos finitos desenvolvido por SILVA ( 1993 ). Em alguns modelos envolvendo folhelhos constituídos essencialmente por argilo-minerais, utilizou-se um procedimento qualitativo para se confirmar as correlações efetivadas, por meio de *crossplots* proporcionados por outras ferramentas nucleares ( litodensidade - LDT, e neutrônica - CNL ), conforme sugerido por ELPHICK ( 1987 ). A simulação destes outros perfis nucleares também utilizam algoritmos de SILVA ( 1993 ).

Para esses modelos sintéticos, a maioria dos problemas de ambigüidades simulados foram prontamente resolvidos pelo uso da espectrometria de raios gama, facilitando a individualização de unidades litológicas, e a conseqüente correlação poço a poço. Algumas interpretações geológicas adicionais em nível de litologias e ambientes sedimentares puderam, em princípio, ser realizadas com base na geoquímica do K, U e Th radioativos, e suas concentrações relativas nas formações.

A metodologia proposta foi aplicada em dados de campo fornecidos pela Petróleo Brasileiro S.A ( PETROBRÁS ), relativos a dois poços perfurados em uma bacia sedimentar da plataforma continental brasileira. O processo de correlação poço a poço pelas respostas da ferramenta NGS, em alternativa à contagem total ( GR ), obteve um relativo sucesso, além de permitir interpretações geológicas *quicklook*, principalmente com base nas concentrações relativas entre tório e urânio para este caso específico.

## 1.2 METODOLOGIA

Os diversos perfis em formações complexas dos modelos sintéticos apresentados neste trabalho, correspondem às simulações das respostas da ferramenta NGS ( K, U, Th e GR ), para efeito das correlações das litologias, bem como simulações das respostas das sondas complementares CNL (  $\Phi_{in}$  ) e LDT (  $R_{hob}$ ,  $P_e$  ). A partir destas respostas, juntamente com as primeiras, pretende-se propor para alguns casos uma técnica que objetiva comprovar as correlações feitas através das estimativas de determinados parâmetros relacionados à presença de folhelhos com diferentes teores de argilo-minerais. Todas essas simulações foram construídas utilizando-se os algoritmos desenvolvidos por SILVA ( 1993 ) conforme se resumirá a seguir. O desenvolvimento dos cálculos relativos à construção destes algoritmos, bem como o detalhamento dos métodos e soluções neles utilizados, fogem ao escopo deste trabalho e podem ser verificados em SILVA ( 1993 ) .

De acordo com SILVA ( 1993 ), as respostas simuladas das ferramentas nucleares citadas acima seguem o seguinte modelo convolucional:

$$n(E') = \int_{\Delta E'} G(E', E)\Phi(E)dE \quad (1.1)$$

onde  $\Phi(E)$  é o fluxo escalar da radiação para a energia  $E$ ,  $G(E',E)$  a função resposta do detector do canal correspondente à energia  $E'$ , devido à uma fonte monoenergética  $E$  distante aproximadamente um livre percurso médio da face lateral do detector, e  $n(E')$  é o espectro de altura de pulso do arranjo considerado ( SILVA, 1993 ) .

### 1.2.1 Simulação dos Perfis NGS ( K - Th - U e GR )

A sonda NGS avalia o conteúdo radioativo natural da formação pela sua resposta à radiação gama. Esta radiação é devida à desintegração principalmente de radioisótopos de K, U e Th, conforme será visto no capítulo 2. Enquanto a sonda GR mede a radioatividade total da formação, a NGS mede e quantifica as concentrações destes três elementos (SILVA, 1993). Para simular as respostas da sonda espectrométrica de raios gama naturais (NGS), SILVA (1993) desenvolve um algoritmo de Elementos Finitos ( FEM ) que 'calcula o transporte da radiação na forma de fluxo escalar 2 1/2 D, a partir da solução numérica da aproximação de difusão para multigrupos da Equação de Transporte de Boltzmann, no espaço de fase, onde a variável direção é expandida em termos dos polinômios ortogonais de Legendre'. Desta forma, o fluxo dependerá apenas da variável espacial e das propriedades físicas da formação, conforme afirma aquele autor .

O método de soluções aproximadas por Elementos Finitos implica em dividir o domínio da solução em um número finito de simples subdomínios ( os elementos finitos ), gerando-se assim uma malha em que os elementos são unidos entre si por *nós*, e usar conceitos variacionais para se construir uma aproximação da solução sobre a coleção desses elementos ( BECKER *et al.*, 1981 ).

O algoritmo de SILVA (1993) calcula o fluxo escalar de raios gama controlado pela equação de transporte de Boltzmann ao longo de cada modelo, utilizando, para isto, uma única malha de elementos finitos triangulares, sendo que a convolução desse fluxo com a função resposta do detector ( equação 1.1 ) é realizada de tal forma, envolvendo grupos com números iguais de *nós* consecutivos da malha tomados na vertical, que o processo iterativo 'permite simular fielmente as influências exercidas pelas camadas ao afastarem-se relativa e verticalmente do ponto de localização do detector' ( SILVA, 1993 ).

A função fluxo escalar em coordenadas cilíndricas,  $\Phi_g(r,z)$ , é aproximada no interior de cada elemento por uma função interpoladora sendo que, para se aplicar a técnica dos Elementos Finitos, esta última é expressa em termos de séries de funções-base ( SILVA, 1993 ). Em seu algoritmo, esse autor adota a estratégia de Galerkin, na qual as funções-base e as funções testes são as mesmas, de forma a minimizar a norma do erro  $\| \epsilon \|$  devido à expansão finita expressa por estas séries .

Na prática, a utilização do algoritmo de SILVA (1993) para simular as curvas de K, U, Th e GR, implica em fornecer no *in put* de um determinado modelo, a geometria ( espessura e profundidade ) do poço e das camadas que ele atravessa, além das frações volumétricas mineralógicas destas últimas que, por sua vez, têm implícitas seus conteúdos radioativos de acordo com a bibliografia pesquisada.

### 1.2.2 Simulação dos Perfis CNL ( $\Phi_{in}$ )

A sonda CNL constitui-se de uma fonte de nêutrons rápidos e dois detectores. Em linhas gerais, o amortecimento do nível de energia dos nêutrons emitidos é função do número de núcleos da formação com os quais eles interagem e que possuem massa equivalente à dessas partículas. Esses núcleos correspondem essencialmente ao átomos de hidrogênio e, portanto, a perda de energia dos nêutrons é função da quantidade de hidrogênio por unidade de volume das camadas próximas às paredes do poço ( NERY, 1990 ). O hidrogênio encontra-se principalmente na composição dos fluidos preenchendo os espaços porosos das formações ( água e hidrocarbonetos ), e secundariamente tomando parte na composição de certos minerais hidratados ( minerais argilosos, micas e outros ).

A fim de modelar com eficiência as respostas da ferramenta neutrônica para porosidade, Tittle apud SILVA (1993) relaciona os parâmetros macroscópicos da formação de interesse com o índice de porosidade ( $p$ ) medido pela sonda CNL, por meio de um polinômio de regressão. O primeiro parâmetro, definido como comprimento de freamento ( $L_s$ ), é proporcional à distância média que um nêutron percorre desde a sua emissão pela fonte até o ponto onde ele atinge o equilíbrio térmico com os átomos da formação. O outro parâmetro, comprimento de difusão ( $L_d$ ), corresponde à distância média que o nêutron percorre desde o ponto de termalização até o ponto de captura ou absorção (SILVA, 1993).

Conforme SILVA (1993), o algoritmo elaborado por Tittle para simular a resposta da sonda CNL, embora eficaz, se restringia apenas às camadas mais espessas devido à limitada resolução vertical proporcionada pelo desenho da ferramenta.

Para ampliar a resposta da sonda CNL em modelos de camadas finas, SILVA (1993) introduz o conceito de Zona de Máxima Informação (MIZ), que seria uma zona situada entre dois elipsóides cujos eixos maiores coincidem com as distâncias da fonte aos dois detectores, e os eixos menores coincidem com as profundidades de investigação teórica da ferramenta. Neste modelo, a profundidade do contato entre duas camadas adjacentes é indicado pela redefinição do ponto teórico de medida, que agora equivale àquele que divide a Zona de Máxima Informação em duas áreas rigorosamente iguais.

Desta forma, SILVA (1993) desenvolve um método que leva em conta um fator de contribuição determinado pela área relativa de cada camada do modelo dentro daquela zona, o que implica numa convolução entre a Zona de Máxima Informação e o modelo geológico, supondo cada camada independente e espessa. Com este procedimento, a porosidade em um ponto genérico qualquer em subsuperfície, seja ele de camadas finas ou espessas, pode ser determinada supondo-se cada camada suficientemente espessa a fim de adequar-se ao algoritmo de Tittle (SILVA, 1993).

SILVA (1993) propõe também um método segundo o qual supõe-se a formação composta por um mineral-base totalmente saturado com água, sendo os componentes restantes considerados perturbações sobre este caso base. Este procedimento, de acordo com o mesmo autor, elimina uma outra limitação do algoritmo de Tittle que diz respeito ao índice de porosidade de 'minerais perturbadores' na formação, e que levariam a erros na estimativa da porosidade verdadeira da mesma.

Portanto, para o algoritmo aqui utilizado na simulação dos perfis de porosidade neutrônica, são fornecidos no arquivo de entrada de dados a composição mineralógica da formação com as respectivas frações volumétricas, além do mineral-base, fluido-base (exclusivamente água) e a espessura da camada de interesse. SILVA (1993) observa ainda que os índices de

porosidade são calculados num intervalo de medidas de 5 em 5 cm ao longo do poço.

### 1.2.3 Simulação dos Perfis LDT ( $\rho_b$ , Pe )

O perfil de litodensidade registra continuamente as variações das densidades e dos índices de absorção fotoelétricas das rochas atravessadas por um poço, e inclui tanto a densidade da matriz quanto a do fluido presente, no caso de rochas porosas.

Em termos gerais, a densidade total (  $\rho_b$  ) de uma rocha é medida através de um feixe monoenergético de raios gama, emitido por uma fonte de energia conhecida sobre as paredes de um poço. Neste processo, a intensidade inicial do feixe diminui em função de sua interação com elétrons orbitais da formação principalmente devido ao efeito Compton. Como a variação da intensidade desse feixe no detector é função inversa da variação na densidade eletrônica das rochas ( que por sua vez é função direta do efeito Compton ), deduz-se que este perfil responde diretamente à densidade total da formação e inversamente à sua porosidade, uma vez que o número de elétrons por unidade de volume ( densidade eletrônica ) é diretamente proporcional à densidade das formações ( NERY, 1990 ).

No sistema de perfilagem LDT, dois detectores NaI(Tl) estão distantes 15 e 32 cm de uma fonte puntual de  $^{137}\text{Cs}$ . O espectro de raios gama interagindo no detector mais distante permite determinar a densidade da formação e o índice de absorção fotoelétrica a partir de janelas onde predominam respectivamente o espalhamento Compton e o efeito fotoelétrico, este último na região de baixas energias ( SILVA, 1993 ).

No algoritmo desenvolvido por SILVA (1993) para simular a resposta da sonda LDT, têm-se uma região definida por duas elipses concêntricas, cujos semi-eixos maiores correspondem às distâncias dos dois detectores ao ponto de investigação que, por sua vez, se identifica com o centro comum das elipses. Os semi-eixos menores correspondem ao raio de investigação da ferramenta.

Assim, cada camada dentro da região acima descrita têm sua contribuição computada no cálculo dos parâmetros  $\rho_b$  e Pe em função de sua área correspondente ( ou fração volumétrica, considerando-se a terceira dimensão ). Isto corresponde a uma convolução entre o volume de investigação e o modelo geológico em estudo ( SILVA, 1993 ).

O processo interativo deste algoritmo, também utilizado neste trabalho, permite simular os perfis  $\rho_b$  e Pe das formações a cada 5cm ao longo do poço. O arquivo de entrada de dados é o mesmo utilizado para a simulação dos perfis correspondentes à sonda NGS .

#### 1.2.4 Exemplo de Aplicação em Modelo Sintético

As Figuras 1.1 a 1.3 mostram resultados obtidos para as sondas NGS, CNL e LDT utilizando-se os algoritmos descritos até agora. O modelo elaborado como exemplo constitui-se de 35 camadas com espessuras variando entre 10 e 50 cm, envolvendo litologias ( por hipótese ) de origens química e detrítica atravessadas por um poço vertical. O único fluido presente é água, como será adotado em todos os modelos sintéticos deste trabalho, podendo-se estender o estudo à presença de hidrocarbonetos. Lembra-se que, na Figura 1.1 a seguir, o gráfico de contagem radioativa total é representado pela sigla "SGR" ( *Spectrometry Gamma Ray* ) em alternativa à sigla "GR", para ilustrar o cálculo desse parâmetro a partir das contribuições espectrométricas pelo K, U e Th. Doravante, nos modelos sintéticos adotados neste trabalho será utilizada esta simbologia para as curvas de contagem radioativa total .

Para os perfis relativos à sonda NGS ( Figura 1.1 ), verifica-se que pode-se determinar quantitativamente com muito boas aproximações os três elementos por ela medidos, quando camadas adjacentes têm espessuras suficientes e/ou contrastes adequados nas concentrações de K, U e Th. Para camadas muito finas ( < 15 cm ), a resposta não é muito satisfatória a despeito destes contrastes. Por outro lado, há situações em que uma camada com teor elevado de determinado elemento em relação às camadas sobre e sotoposta, oblitera a presença destas, a não ser que suas espessuras sejam marcantes. Entretanto, se isto ocorre com um dos três radioisótopos, pode-se recorrer às curvas relativas aos outros dois com chances de se identificar ao menos qualitativamente essas camadas .

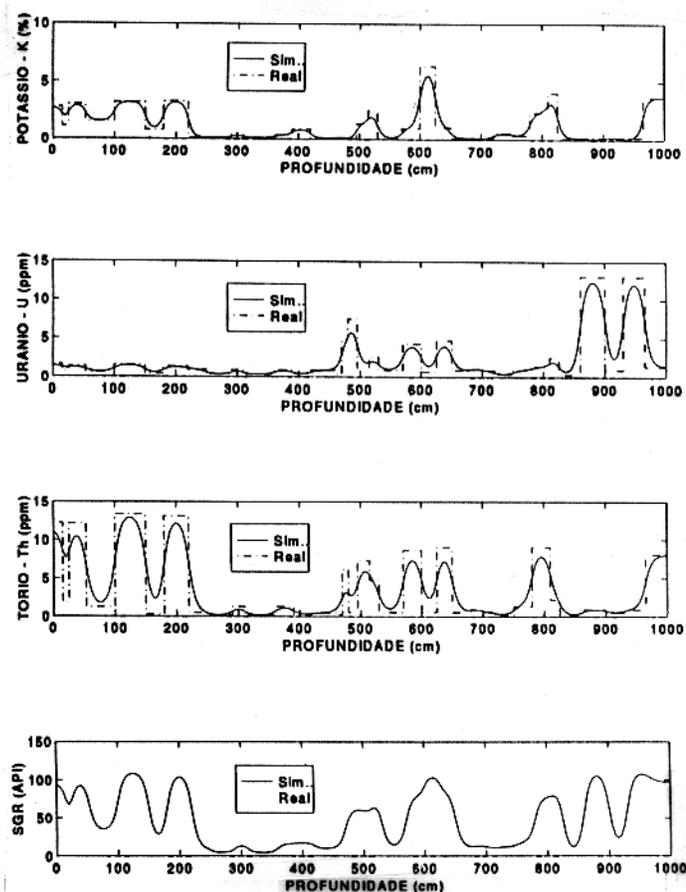


Figura 1.1 - Exemplo de perfis simulados: K, U, Th e GR.

No perfil de porosidade neutrônica, Figura 1.2, verifica-se que valores elevados de porosidade identificam-se com trechos em litologias com minerais hidratados ou com água adsorvida, tais como minerais argilosos ( montmorilonita, illita, caolinita ), micas e evaporitos ( especialmente gipso, como no exemplo dado ). Isto ocorre principalmente nas camadas com valores de porosidade real mais baixas, o que corrobora com SILVA (1993). Um exemplo marcante são as camadas de evaporitos 22 e 25 na Figura 1.2 .

Para os perfis de densidade e fator fotoelétrico ( Figura 1.3(a)-(b) ), contrastes de amplitudes relativamente altos desses parâmetros entre camadas adjacentes permitem determiná-los com boa aproximação dos valores reais, se as espessuras são suficientemente elevadas ( repare as camadas 31 a 33 nos dois perfis ). Caso contrário, espessuras relativamente baixas, os erros nas detreminações de  $\rho_b$  e  $P_e$  podem ser de grandes magnitudes ( por exemplo camadas 9, 15, 19 e 25 ). A definição de interfaces também torna-se difícil quando as espessuras diminuem, não permitindo identificar as camadas no caso extremo ( observe por exemplo a camada 14

na Figura 1.2(a) ).

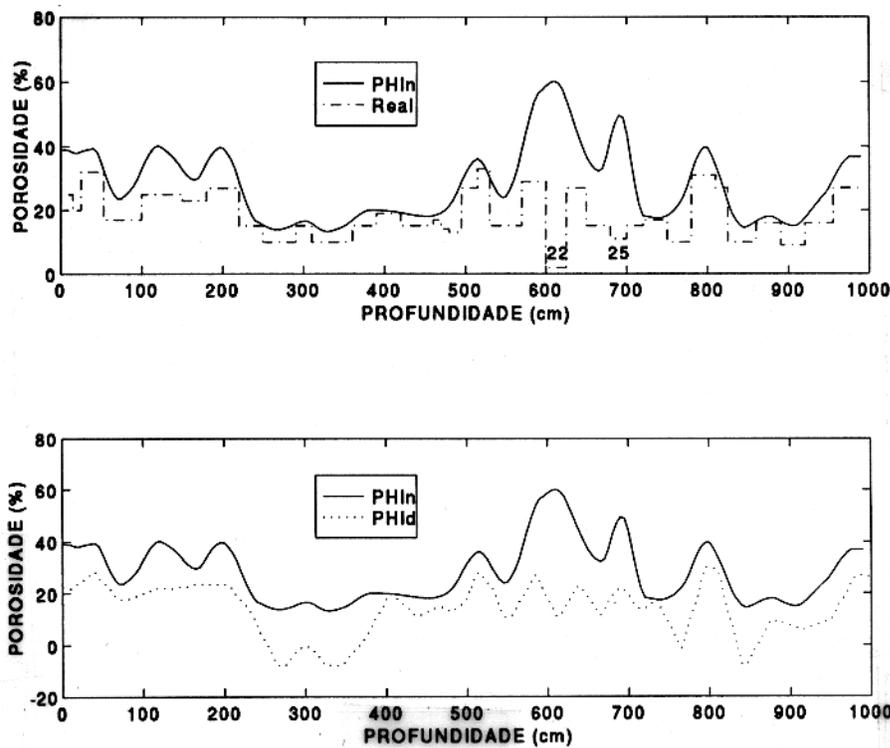


Figura 1.2 - Exemplo de perfis simulados: Porosidade Neutrônica ( $\phi_n$ ) e Porosidade-Densidade ( $\phi_d$ ). 22, define região com presença de gipsita. 25, define camada rica em argilas.

A Figura 1.3 permite comparar os valores de porosidade para as litologias do modelo construído a partir das respostas das sondas CNL (Phin) e LDT (Phid). Para esta última, o cálculo da porosidade é função dos valores de densidade (Rhob) através da seguinte expressão ( NERY, 1990 ):

$$Phid = \frac{\rho_{ma} - \rho_b}{\rho_{ma} - \rho_f}, \quad (1.2)$$

onde  $\rho_{ma}$  é a densidade da matriz rochosa,  $\rho_f$  a densidade do fluido presente e  $\rho_b$  a densidade total da rocha. Tomando como referência um arenito puro saturado com água, temos que  $\rho_{ma} = 2.65 \text{ g/cm}^3$ ,  $\rho_f = 1.00 \text{ g/cm}^3$  e  $\rho_b \equiv Rhob$ . Desta forma obtém-se:

$$Phid = \frac{2.65 - \rho_b}{1.65}, \quad (1.3)$$

o que vem a ser uma sonda calibrada em arenito .

Comparando as curvas da Figura 1.3, verifica-se que, como citado anteriormente, nos trechos onde predominam litologias com alto índice de hidrogênio ( HI ) devido às argilas, micas e gipsita, os valores de porosidade neutrônica são bastante elevados em relação aos

valores  $Phid$ , ainda que o efeito de argilicidade implique em um aumento aparente destes últimos nos trechos com folhelho .

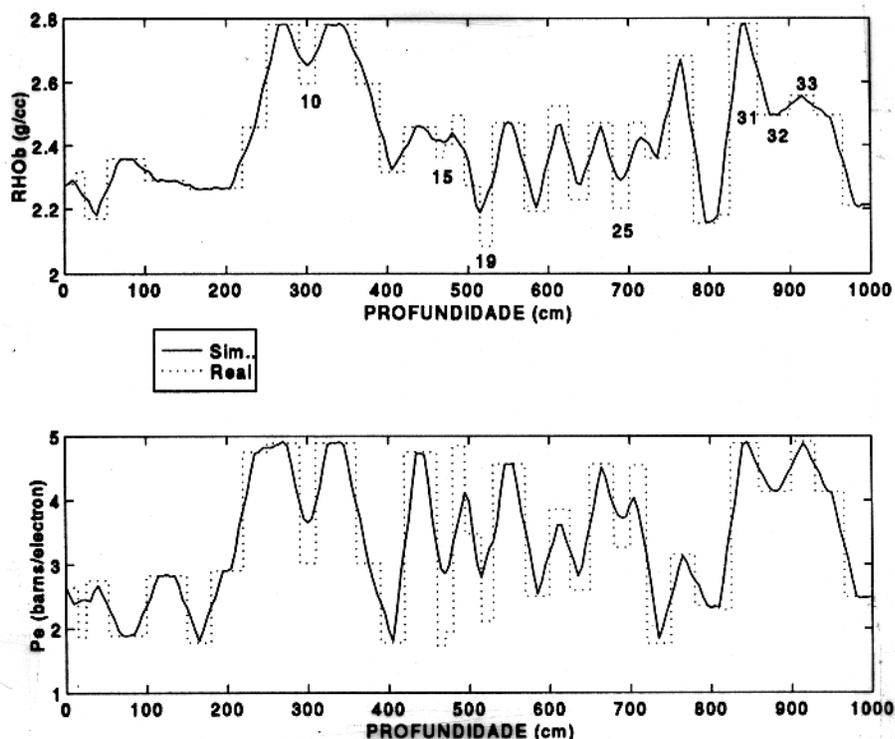


Figura 1.3 - Exemplo de perfis simulados: Densidade Volumétrica ( $\rho_b$ ) e Índice de absorção Fotoelétrica ( $Pe$ ). 10, 15, 19 e 25: Exemplo de camadas finas com amplitudes do sinal bastante inferiores às amplitudes reais. 31, 32 e 33: Camadas relativamente espessas. Amplitudes máximas do sinal coerentes com as amplitudes reais.

Valores  $Phid$  mais baixos, e até negativos, correspondem a trechos com anidrita e dolomito com porosidade real bastante baixa, pois, mais densos por unidade de volume, tendem a uma diminuição aparente da porosidade calculada . Caso oposto ocorre com a gipsita que, por ser hidratada, é menos densa por unidade de volume e apresenta densidade total ( $\rho_b$ ) mais baixa, o que implica em um aumento no valor de  $Phid$ , ainda que este valor seja menor que o valor de  $Phin$  correspondente. Trechos onde  $Phin$  e  $Phid$  se superpõem correspondem a arenitos, considerando que ambas as sondas, CNL e LDT, são calibradas em arenitos limpos.

### 1.2.5 Determinação de $V_{sh}$ ( Volume de Folhelho )

A base teórica da utilização dos perfis nucleares é que os mesmos lêem quase um mesmo volume de rocha, ou seja, os volumes de investigação são aproximadamente os mesmos .

Em alguns modelos sintéticos, a fim de se tentar comprovar as correlações efetivadas pelo sistema K, U, e Th, que respondem aos volumes de 'folhelho', será utilizado o parâmetro  $V_{sh}$  em cada camada correlacionada. Para verificar ainda com maior ênfase a validade dessas correlações, serão estimados os valores de  $\rho_{ma}$  e  $U_{ma}$  também para cada camada, bem como seus valores de  $\rho_m$  e  $U_m$ , onde:

$\rho_{ma}$  = Densidade da formação menos o efeito da porosidade total;

$U_{ma}$  = Índice fotoelétrico volumétrico da formação menos o efeito da porosidade total;

$\rho_m$  = Densidade da fração sólida da formação menos o efeito do 'folhelho';

$U_m$  = Índice fotoelétrico da fração sólida da formação menos o efeito do 'folhelho'.

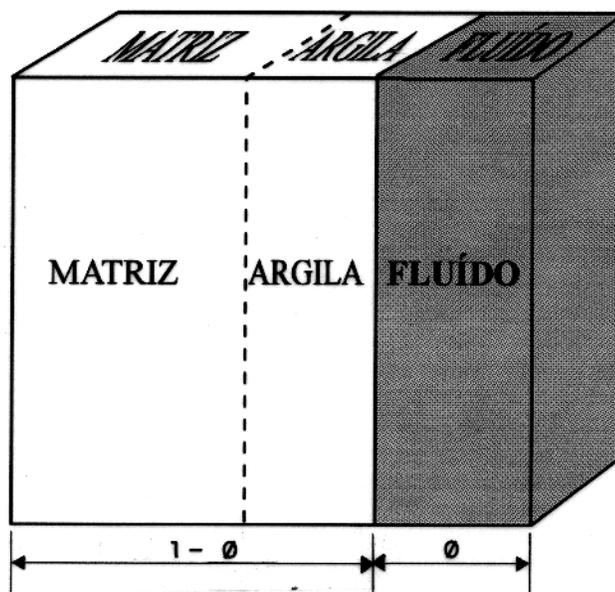


Figura 1.4 - Bloco-diagrama ilustrando a divisão volumétrica de uma rocha.  $\phi$  corresponde ao volume de fluidos (líquidos ou gases) presentes.  $1 - \phi$  corresponde à porção sólida da rocha, na qual  $V_{sh}$  identifica-se com o volume de folhelho (ou argilas).

#### Cálculo de $V_{sh}$

Para este cálculo, serão utilizados os seguintes indicadores:

$I_g$ , índice obtido a partir dos perfis de raios gama (GR);

$I_x$ , índice obtido a partir dos *cross-plots* nêutron ( $Phin$ ) x densidade ( $Phid$ , gama -

*gama* ).

No índice  $I_g$ , seleciona-se ao longo do perfil GR do modelo em estudo uma zona com um ponto onde se atinge 100 % de 'folhelho' ( $GR_{sh}$ ) e outra zona "limpa" ( $GR_{cl}$ ), ( NERY, 1990 ). Assim, tem-se:

$$I_g = \frac{GR - GR_{cl}}{GR_{sh} - GR_{cl}}, \quad (0 \leq I_g \leq 1). \quad (1.4)$$

Se  $I_g < 0$ , faz-se  $I_g = 0$  e se  $I_g > 1$ , faz-se  $I_g = 1$ .

Para o índice  $I_x$  seleciona-se o mesmo ponto escolhido para  $GR_{sh}$  e determinar-se as porosidades neutrônicas e de densidade deste ponto, respectivamente  $Phin_{(sh)}$  e  $Phid_{(sh)}$ . Assim, para cada ponto em profundidade onde se tem  $Phin$  e  $Phid$  a partir dos perfis neutrônicos, calcula-se o índice  $I_x$  ( NERY, 1990 ):

$$I_x = \frac{Phin - Phid}{Phin_{(sh)} - Phid_{(sh)}} \quad (0 \leq I_x \leq 1). \quad (1.5)$$

Se  $I_x < 0$ , faz-se  $I_x = 0$  e se  $I_x > 1$ , faz-se  $I_x = 1$ .

A seguir, um teste é feito para verificar se existe alargamento ou desmoronamento nas paredes do poço. De posse do perfil *caliper* ( CALI ), e estipulando-se um valor limite do diâmetro do poço ( CALIM ) em que não seja necessário correções, tem-se: Se  $CALI > CALIM$ , calcula-se  $V_{sh}$  utilizando-se apenas o indicador  $I_g$ , pois  $I_x$  estará seriamente perturbado por  $Phid$  que terá medições de lama no lugar da formação, e faz-se uma correção nos valores de porosidade:

$$Phir = Phin - V_{sh} \cdot (Phin - Phid_{(sh)}), \quad (1.6)$$

onde  $Phir$  corresponde a esse parâmetro corrigido. Situação semelhante ocorrerá quando o valor de  $\Delta\rho$ , que é uma correção ( *spine-and-ribs* ) realizada entre a resposta do detector *far* e *near* da sonda LDT, for maior que  $0.2 \text{ g/cm}^3$ .

Caso não seja encontrada nenhuma das correções acima, será utilizado como indicador  $I_{sh}$ , a média aritmética de  $I_g$  e  $I_x$ :

$$I_{sh} = \frac{(I_g + I_x)}{2.0}. \quad (1.7)$$

Identificados os problemas que exigem correção, o volume de 'folhelho' será calculado de acordo com o modelo de Clavier apud NERY (1990), que fornece:

$$V_{sh} = 1.7 - \sqrt[3]{3.38 - (I_{sh} + 0.7)^2} \quad (1.8)$$

Para se determinar a porosidade total da formação ( $\phi_t$ ) será utilizada a seguinte equação empírica:

$$\phi_t = Phid + \frac{phin - phid}{3}. \quad (1.9)$$

De posse deste valor de porosidade, determina-se então os valores de densidade ( $\rho_g$ ) e de índice fotoelétrico volumétrico ( $U_g$ ) da porção sólida da formação:

$$\rho_g = \frac{\rho_b - \phi_t}{1 - \phi_t}. \quad (1.10)$$

$$U_g = \frac{Pe \cdot \rho_b - Pe_f \cdot \phi_t}{1 - \phi_t}. \quad (1.11)$$

onde  $Pe$  e  $Pe_f$  são os valores de índice fotoelétrico para matriz e fluido, respectivamente. De posse do ponto de 'folhelho', têm-se também  $\rho_{sh}$  e  $U_{sh}$ , respectivamente os valores de densidade e de índice fotoelétrico do ponto de 'folhelho'.

Em seguida, pode-se fazer a correção do 'folhelho' aplicada a  $\rho_{ma}$  e  $U_{ma}$ , resultando em:

$$a_1 = (GR - GR_{cl}) \cdot (2 \cdot (\rho_{sh} - 2.65) + 2.65); \quad (1.12)$$

$$b_1 = 2 \cdot (GR_{sh} - GR_{cl}) - (GR - GR_{cl}). \quad (1.13)$$

Portanto:

$$\rho_m = \frac{2\rho_{ma} \cdot (GR_{sh} - GR_{cl}) - a_1}{b}; \quad (1.14)$$

$$a_2 = (GR - GR_{cl}) \cdot (2 \cdot (U_{sh} - 4.88)) + 4.88; \quad (1.15)$$

$$U_m = \frac{2U_{ma} \cdot (GR_{sh} - GR_{cl}) - a_2}{b}. \quad (1.16)$$

Estes valores que serão checados para se tentar confirmar as correlações feitas pelos perfis de K, U e Th .

## 2 - ORIGEM DA RADIOATIVIDADE NATURAL

O conceito de radioatividade natural implica tão somente naqueles radionuclídeos ( ou radioisótopos ) que essencialmente contribuem para a radiação observada na natureza .

Um tipo de radiação naturalmente emanada e que pode ser detectada devido ao seu poder de penetração é a radiação gama (  $\gamma$  ) que, de acordo com SCHMUS ( 1984 ), acompanha as desintegrações (  $\alpha$  ) e beta (  $\beta$  ) dos principais radionuclídeos naturais, sendo, portanto, amplamente utilizada em prospecção geoquímica e geofísica, incluindo Perfilagem de Poço .

Para se definir quais radioisótopos naturais são responsáveis pela gama-atividade das formações, é necessário comparar suas meia-vidas com a idade estimada do planeta ( em torno de 4.47 Ga, conforme ALLÈGRE *et al.*, 1995 ), de modo a se identificar aqueles que subsistem em quantidades detectáveis desde o tempo da nucleosíntese .

Desta forma, diversos autores ( ADAMS & GASPARINI, 1971; KOGAN *et al.* , 1971; SERRA 1982 e 1984; SCHMUS, 1984 e outros ) concordam que os radioisótopos naturais com meia-vidas daquela mesma ordem de grandeza, e cujos decaimentos produzem uma quantidade apreciável de radiação gama, seriam  $^{40}\text{K}$ ,  $^{238}\text{U}$  e  $\text{Th}^{232}$ . O  $^{235}\text{U}$ , com meia-vida de  $0.71 \times 10^9$  anos ( ADAMS & GASPARINI, 1971 ), tem contribuição negligível pois sua abundância natural (  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137.88$  ) implica em que a intensidade de seus principais raios gama exercem pouca importância relativa, não sendo detectáveis para todas as propostas práticas ( SCHMUS, 1984 ). Fato semelhante ocorre com outros radioisótopos naturais .

O  $^{40}\text{K}$ , com meia-vida de  $1.39 \times 10^9$  anos, desintegra-se sofrendo decaimentos para  $^{40}\text{Ar}$  e  $^{40}\text{Ca}$ , que são estáveis. O espectro de decaimento contém um simples pico relativo à emissão de um único raio gama com energia de 1.461 MeV.  $^{232}\text{Th}$  e  $^{238}\text{U}$  entretanto, com meia-vidas respectivamente de  $1.4 \times 10^9$  e  $4.4 \times 10^9$  anos, não decaem diretamente para um produto estável, mas o fazem através de duas diferentes séries isotópicas com uma sucessão de desintegrações  $\alpha$  e  $\beta$ , sendo alguns dos isótopos emissores de raios- $\gamma$ , até se atingir o isótopo estável de chumbo. Origina-se assim dois espectros complexos de raios  $\gamma$ , com emissões de diferentes energias. A Figura 2.1 sumariza o espectro de emissão  $\gamma$  teórico para o radioisótopo  $^{40}\text{K}$ , e as séries do  $^{238}\text{U}$  e  $^{232}\text{Th}$ . Nos itens 2.3 a 2.5 adiante, faz-se uma síntese das desintegrações destes isótopos .

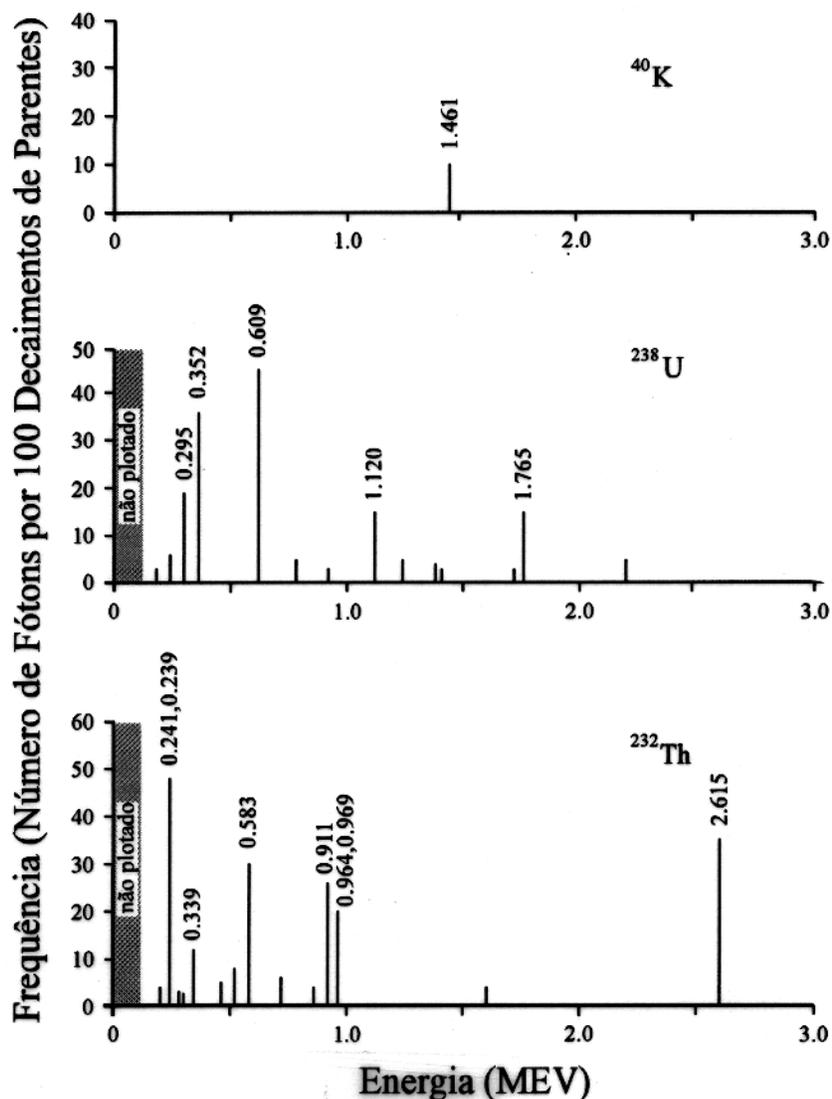


Figura 2.1 - Sumário das energias de decaimento e relativas intensidades para os principais gama-emissores naturais. ( Extraído de: SCHMUS, 1984 ).

## 2.1 CONSIDERAÇÕES GERAIS SOBRE A RADIOATIVIDADE NATURAL

De acordo com GOLDSCHMIDT (1958), o fato do tório e urânio se concentrarem em magmas residuais dos mais baixos pesos específicos, faz com que tais elementos se acumulem nos níveis superiores da crosta terrestre, concentrando nessa região o volume de matéria radioativa. E uma vez que considerações semelhantes podem ser feitas para potássio, rubídio e samário radioativos, "uma parte muito grande do material radioativo terrestre é presumivelmente concentrada em uma camada superficial relativamente fina" da estrutura do planeta.

Entretanto, KOGAN *et al.* (1971) observam que não muito se conhece sobre a radioatividade natural da litosfera, sendo que este fenômeno é desigualmente distribuído sobre o volume total da mesma .

KOGAN *et al.* (1971) observam ainda que as concentrações de K, U e Th nas rochas magmáticas estão relacionadas às suas basicidades ( teores de  $\text{SiO}_2$  ). De um modo geral, rochas ácidas teriam maior conteúdo radioativo, em contraposição às ultrabásicas, menos radioativas. As variações ocorreriam em concentrações anômalas dentro de massas rochosas geneticamente individuais, ou através de fenômenos secundários como lixiviação e migração de isótopos .

Essa afirmação corrobora com a observação de GOLDSCHMIDT (1958) descrita anteriormente, uma vez que durante a evolução magmática a partir de fusões profundas, a composição do magma torna-se mais ácida conforme observam aqueles autores. KOGAN *et al.* (1971) concluem ainda que existe uma conexão entre a radioatividade das rochas e a idade de sua gênese, pois as variedades mais ácidas de um mesmo processo evolutivo são também mais jovens e retêm maiores concentrações daqueles radioisótopos .

As concentrações de urânio, tório e potássio nas rochas sedimentares são variáveis face aos seus diferentes ciclos exógenos. Segundo ELLIS (1987), a maior fonte de radioatividade das formações é devida ao potássio, que pode ocorrer ao nível de algumas unidades por cento nas rochas sedimentares, embora o radioisótopo desse elemento tenha abundância crustal de 0.0118 % do potássio total, conforme HASSAN *et al.* (1976). Em adição ao  $^{40}\text{K}$ , a fonte significativa de toda a atividade de raios- $\gamma$  naturais nas rochas sedimentares é também atribuída aos isótopos das séries do urânio e/ou do tório ( ELLIS, 1987 ). KOGAN *et al.* (1971) observam que folhelhos e argilas têm as maiores radioatividades, e que as concentrações de K, U e Th são as menores nos carbonatos e evaporitos. Detalhes sobre a radioatividade natural nas diversas rochas e diferentes tipos de minerais, devida ao potássio, urânio e tório, serão estudados nos próximos capítulos, relativos ao estudo geoquímico destes elementos .

## 2.2 O DECAIMENTO DO POTÁSSIO

Dos três isótopos de potássio ( $^{39}\text{K}$ ,  $^{40}\text{K}$  e  $^{41}\text{K}$ ), o  $^{40}\text{K}$  é o único instável e sua abundância relativa natural é, mais precisamente, 0.01167 % ( Garner *et al.* apud STEIGER & JÄGER, 1977 ).

O potássio radioativo sofre decaimento sem formar série, por mecanismos de emissão  $\beta$  para  $\text{Ca}^{40}$ , ou captura de elétron para  $^{40}\text{Ar}$ . A emissão  $\beta$  ocorre quando o  $^{40}\text{K}$  decai diretamente para  $^{40}\text{Ca}$  no estado fundamental, enquanto a captura de elétrons deixa, na

maioria dos casos, os núcleos em um estado excitado de 1.461 MeV, seguida de uma pronta emissão de raios- $\gamma$  com essa energia, que é diagnóstica para aquele elemento ( ADAMS & GASPARIINI, 1971 ). O esquema de decaimento do  $^{40}\text{K}$  é mostrado na Figura 2.2. A Tabela 2.1 sumariza as principais propriedades deste radioisótopo .

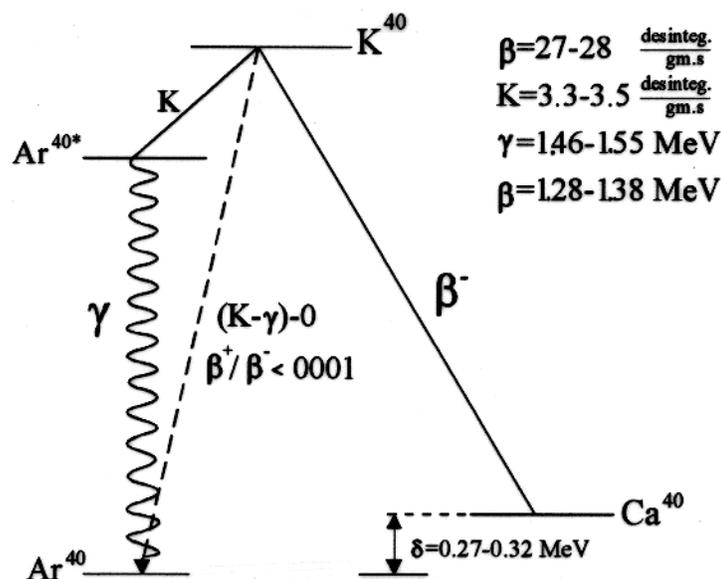


Figura 2.2 - Esquema de decaimento do  $^{40}\text{K}$  ( Extraído de: HEIER & BILLINGS, 1970 ).

Tabela 2.1 - Constantes Radioativas do  $^{40}\text{K}$   
( Modificado de ADAMS & GASPARIINI, 1971 )

Modo Dec.	$T_{1/2}$	Cte. Dec. ( $s^{-1}$ )	Radiação	E (MeV)	Int Abs.(%)
Emis. $\beta^-$	$1.47 \times 10^9$ a	$1.573 \times 10^{-17} (*)$	$\beta^-$	1.314	89 (max)
$e^-$ captura	$1.18 \times 10^{10}$ a	$1.84210^{-18} (*)$	$\gamma$	1.461	11

(\*) Valores extraídos de STEIGER & JÄGER (1977).

### 2.3 A SÉRIE DO TÓRIO

A série de decaimento do  $^{232}\text{Th}$  é sumarizada na Tabela 2.2 . Do espectro de energia de raios gama emitidos pelos membros desta série ( Figura 2.1 ), os picos mais característicos

são 2.615 MeV ( devido ao tálio,  $^{208}\text{Tl}$  ), em torno de 0.95 MeV ( actínio,  $^{228}\text{Ac}$  ), em torno de 0.583 MeV (  $^{208}\text{Tl}$  ), 0.339 MeV (  $^{228}\text{Ac}$  ) e em torno de 0.24 MeV ( devido ao rádio,  $^{224}\text{Ra}$ , e ao chumbo,  $^{212}\text{Pb}$  ). De acordo com KOGAN *et al.* (1971), esses valores de energia em conjunto representam cerca de 70 % da energia da série completa.

Tabela 2.2 - Série do  $^{232}\text{Th}$  ( Modificado de ADAMS & GASPARINI, 1971 )

Isótopo	Meia-vida	Constante de Decaimento ( $s^{-1}$ )	Modo de Decaimento Primário
$\text{Th}^{232}$	$1.41 \times 10^{10}$ a	$1.5688 \times 10^{-18} (*)$	$\alpha$
$\text{Ra}^{228}$	6.7 a	$3.28 \times 10^{-9}$	$\beta^-$
$\text{Ac}^{228}$	6.13 h	$3.14 \times 10^{-5}$	$\beta^-$
$\text{Th}^{228}$	1.910 a	$1.15 \times 10^{-8}$	$\alpha$
$\text{Ra}^{224}$	3.64 d	$2.21 \times 10^{-6}$	$\alpha$
$\text{Rn}^{220}$	55.3 s	$1.25 \times 10^{-2}$	$\alpha$
$\text{Po}^{216}$	0.145 s	4.78	$\alpha$
$\text{Pb}^{212}$	10.64 h	$1.81 \times 10^{-5}$	$\beta^-$
$\text{Bi}^{212}$	60.60 min.	$1.91 \times 10^{-4}$	$\alpha, \beta^-$
$\text{Po}^{212}$	$3.04 \times 10^{-7}$ s	$2.28 \times 10^{-6}$	$\alpha$
$\text{Tl}^{208}$	3.10 min.	$3.73 \times 10^{-3}$	$\beta$
$\text{Pb}^{208}$	estável		

(\*) Valor fornecido por Le Roux e Glendenin apud STEIGER & JÄGER (1977).

## 2.4 A SÉRIE DO URÂNIO

A Tabela 2.3 resume a série de decaimento do  $^{238}\text{U}$ . Segundo ADAMS & GASPARINI (1971), as principais gama-emissões dessa série ocorrem na parte que se segue aos membros intermediários de vidas longas (  $^{234}\text{U}$ ,  $^{230}\text{Th}$  e  $^{226}\text{Ra}$  ). Assim, a maior gama atividade representada pelo espectro do  $^{238}\text{U}$  é devida ao bismuto,  $^{214}\text{Bi}$ , ao chumbo,  $^{214}\text{Pb}$ , e a uma menor contribuição do rádio,  $^{226}\text{Ra}$ , por exemplo com uma energia de 0.186 MeV ( Figura 2.1 ). Os picos de 0.295 MeV e 0.352 MeV são principalmente devidos ao  $^{214}\text{Pb}$ , e todos os picos com energia acima deste último valor são devidos ao  $^{214}\text{Bi}$  ( 0.609 MeV, 1.120 MeV e 1.765 MeV ). KOGAN *et al.* (1971) observam que cerca de 98 % da energia da gama-emissão de toda a série provém destes dois radioisótopos .

Tabela 2.3 - Série do  $^{238}\text{U}$  ( Modificado de ADAMS & GASPARINI, 1971 )

Isótopo	Meia-vida	Constante de Decaimento ( $s^{-1}$ )	Modo de Decaimento Primário
$U^{238}$	$4.51 \times 10^9$ a	$4.919 \times 10^{-18} (*)$	$\alpha$
$Th^{234}$	24.10 dias	$3.33 \times 10^{-7}$	$\beta^-$
$Pa^{234m}$	1.175 min	$9.83 \times 10^{-3}$	$\beta^-$
$Pa^{234}$	6.75 h	$2.85 \times 10^{-5}$	$\beta^-$
$U^{234}$	$2.47 \times 10^5$ a	$8.91 \times 10^{-14}$	$\alpha$
$Th^{230}$	$8.0 \times 10^4$ a	$2.75 \times 10^{-13}$	$\alpha$
$Ra^{226}$	1.602 a	$1.37 \times 10^{-11}$	$\alpha$
$Rn^{222}$	3.8223 dias	$2.10 \times 10^{-6}$	$\alpha$
$Po^{218}$	3.05 min.	$3.79 \times 10^{-3}$	$\alpha, \beta^-$
$Pb^{214}$	26.8 min.	$4.31 \times 10^{-4}$	$\beta^-$
$At^{218}$	2 s	0.35	$\alpha$
$Bi^{214}$	19.7 min.	$5.86 \times 10^{-4}$	$\alpha, \beta^-$
$Po^{214}$	$1.64 \times 10^{-4}$ s	$4.23 \times 10^3$	$\alpha$
$Tl^{210}$	1.32 min.	$8.75 \times 10^{-2}$	$\beta^-$
$Pb^{210}$	22.0 a	$1.0 \times 10^{-9}$	$\beta^-$
$Bi^{210}$	5.013 dias	$1.60 \times 10^{-6}$	$\beta^-$
$Po^{210}$	138.4 dias	$5.78 \times 10^{-8}$	$\alpha$
$Pb^{206}$	estável		

(\*) Valor fornecido por Jaffey *et al.* apud STEIGER & JÄGER (1977).

## 2.5 CONSIDERAÇÕES SOBRE O REGISTRO DE DETECÇÃO DE RAIOS GAMA

SCHMUS (1984) observa que as principais radiações dos espectros, utilizadas na prática como diagnósticas para potássio, urânio e tório, são respectivamente aquelas com valores de 1.461 MeV, 1.765 MeV e 2.615 MeV ( Figura 2.1 ). As demais radiações gama correspondentes às séries do urânio e tório, ou são baixas em abundância para permitir uma medição fácil pelos métodos de rotina atuais, ou então sobrepõem-se à de outros elementos de tal forma que torna-se impraticável suas espectrometrias ( por exemplo energias de 0.58 e 0.61 MeV ), ainda que tenham algum uso restrito .

Entretanto, SERRA ( 1982 e 1984 ) observa que os raios gama naturais emitidos com energia discreta podem ser degradados devido a: (1) Produção de Pares na formação em estudo e no cristal do detector das ferramentas específicas para a espectrometria  $\gamma$  em perfilagens de

poço, desde que a energia da radiação gama seja maior que 1.02 MeV, e (2) Espalhamento Compton dentro da formação entre o ponto de emissão e o detector . Estes fenômenos de interação de fótons com a matéria são estudados detalhadamente em SILVA (1993), e seus aprofundamentos aqui fogem ao escôpo deste trabalho .

Portanto , o registro dos espectros observados na prática toma uma forma contínua em relação ao espectro teórico, conforme pode-se observar na Figura 2.3 ( compare com a Figura 2.1 ) . De acordo com SERRA (1984), as amplitudes relativas dos três espectros de energia na Figura 2.3 irão depender das proporções dos componentes radioativos presentes, de forma que uma avaliação quantitativa da presença de K, U, e Th podem ser obtidas por abatimento do espectro total nos três espectros característicos .

SERRA (1984) observa ainda que esta análise irá depender apenas do fato de se poder assumir que o espectro de decaimento do  $^{40}\text{K}$  e das séries do  $^{232}\text{Th}$  e  $^{238}\text{U}$  tenham sempre a mesma energia de distribuição. Como as séries do tório e urânio estão sempre em equilíbrio secular ( ver item a seguir ), cada série teria o espectro característico observado na Figura 2.1, com os diferentes elementos ocorrendo em proporção razoavelmente bem definidas (SERRA, 1984) .

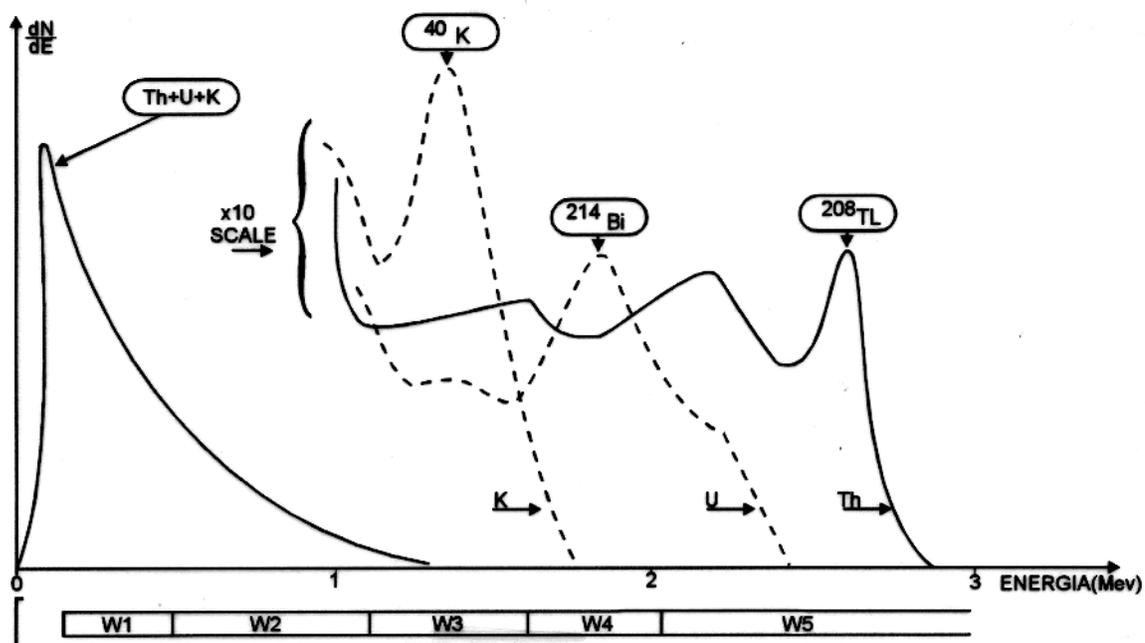


Figura 2.3 - Espectrogramas reais de K, Th e U obtido a partir de detector de NaI(Tl). ( Extraído de: SERRA *et al.* 1980 ).

## 2.6 EQUILÍBRIO SECULAR

De acordo com SERRA (1982), uma série radioativa encontra-se em equilíbrio secular se todo elemento filho decai na mesma razão que é produzido a partir do isótopo pai, de modo que as proporções relativas entre pais e filhos permaneçam constantes.

Desde que tório e urânio são detectados pelos produtos de seus decaimentos, que têm diferentes propriedades químicas, deve-se certificar se influências externas tendem a acrescentar ou remover isótopos das séries, afetando a determinação daqueles elementos (SERRA, 1982). ADAMS & GASPARINI (1971) observam que o equilíbrio de uma série só é alcançado quando o isótopo pai tem vida maior que seus produtos de decaimento. Com uma afirmação semelhante, SERRA (1982) conclui, a partir daí, que influências externas são mais aptas a criar desequilíbrios sobre isótopos pais.

Dessa forma, maiores problemas de desequilíbrio ocorrem com a série do urânio, no caso por exemplo de um depósito exposto recentemente ( SERRA, 1982 ), uma vez que, além de migrar muito mais que o tório, a presença dos membros intermediários de vida longa na série do urânio (  $^{234}\text{U}$ ,  $^{230}\text{Th}$  e  $^{226}\text{Ra}$  ) "faz do estabelecimento do equilíbrio secular para a série completa um longo processo", conforme afirmam ADAMS & GASPARINI (1971).

Estes mesmos autores observam ainda que as meia-vidas comparativamente curtas dos produtos de decaimento na série do tório permitem que se atinja o equilíbrio em um tempo relativamente curto nos sistemas naturais ( cerca de 45 anos ), e que a abertura do sistema para qualquer membro é rapidamente cancelada, prevalecendo-se as condições de equilíbrio.

Entretanto, SERRA (1982) atenta para o fato de que, como a geologia do petróleo trata geralmente de formações muito antigas, os geólogos profissionais desta área concordam que não há registro de desequilíbrio nas séries do  $^{238}\text{U}$  e  $^{232}\text{Th}$ . Maiores detalhes sobre possíveis causas deste fenômeno podem ser verificadas em ADAMS & GASPARINI (1971) .

## 3 - GEOQUÍMICA DO POTÁSSIO

### 3.1 INTRODUÇÃO

As principais questões relativas à caracterização geoquímica de um elemento específico, de acordo com RANKAMA & SAHAMA (1968), são:

- 1- A maneira de ocorrência do elemento na esfera geoquímica da terra;
- 2- Suas caracterizações geoquímicas gerais ;
- 3- Seu modo de ocorrência nas estruturas minerais ;
- 4- Seu decurso durante a cristalização normal de magmas ( diferenciação endógena ) ;
- 5- Seu papel no processo de decomposição durante o ciclo de intemperismo (diferenciação exógena) ;
- 6- Sua abundância, particularmente na parte mais superior da crosta silicática do planeta.

Neste capítulo e nos outros dois a seguir, serão tratados resumidamente os modos de ocorrência e distribuição dos isótopos de potássio, urânio e tório, respectivamente, sobretudo na litosfera superior e com ênfase às suas características geoquímicas específicas, uma vez que são os principais elementos responsáveis pela radioatividade natural e, portanto, de grande interesse para a Perfilagem de Poço, como auxiliares na caracterização de reservatórios.

Conforme observam Petijhon e Cody apud SERRA *et al.*, (1980), muita controvérsia existe quanto às relações entre potássio, urânio e tório nas diversas rochas, suas ocorrências geológicas e fatores que afetam suas relações individuais com os vários tipos litológicos, ambientes de deposição, diagênese e metamorfismo. Portanto, ainda que necessárias, todas essas relações devem ser examinadas com apropriada cautela, a fim de se evitar erros de interpretação .

O potássio pertence ao grupo IA na classificação periódica dos elementos, possuindo isótopos estáveis na natureza e formando um cátion univalente. A maioria de seus compostos são bastante solúveis.

Potássio e sódio enquadram-se no grupo dos principais elementos constituintes da litosfera superior e, como os demais metais alcalinos, são tipicamente litófilos, conforme a classificação

de GOLDCHMIDT (1958), modificada por RANKAMA & SAHAMA (1968), que divide os elementos químicos em cinco grupos de afinidade geoquímica. Os elementos litófilos são abundantes na crosta silicática e apresentam forte afinidade pelo oxigênio. Tório e urânio também pertencem a esta classe .

Os isótopos naturais de potássio e suas abundâncias relativas são ( Garner *et al.* apud STEIGER & JÄGER, 1977 ):  $^{39}\text{K}$  (93.2581 %),  $^{40}\text{K}$  (0.01167 %) e  $^{41}\text{K}$  (6.7302 % ). Taylor e Maclennan apud ROLLINSON (1993) fornecem uma média crustal de 1.743 % para o potássio, com valores de 2.7393 % e 0.8301 % respectivamente para as crostas superior e inferior do planeta.

Devido ao seu grande raio iônico - se comparado ao do sódio, o potássio é característico de magmas e soluções residuais na sequência de cristalização fracionada (Série de Bowen, Figura 3.1 ). Como as rochas geradas a partir desse material, granitos e sienitos , apresentam peso específico relativamente baixo, o potássio concentra-se nas porções mais superiores da litosfera, numa extensão relativa maior que a do sódio ( GOLDSCHMIDT, 1958 ). De acordo com RANKAMA & SAHAMA (1968), a razão Na/K seria 1.09 : 1 na litosfera superior, enquanto que nos meteoritos silicáticos corresponderia a 3.85 : 1. Deste modo, na porção SiMa da litosfera (uma composição mais próxima dos meteoritos silicáticos), o potássio seria empobrecido por um fator próximo de 4 .

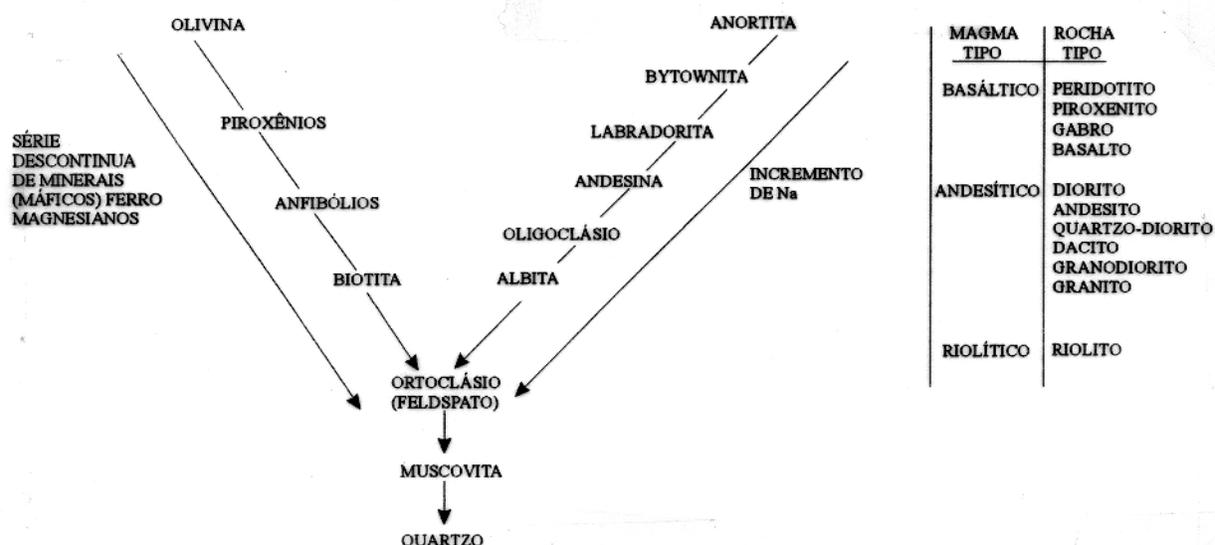


Figura 3.1 - Série de Reações de Bowen. O íon  $\text{K}^+$  entra preferencialmente nos estágios tardios da evolução magmática, compondo principalmente as estruturas da biotita, ortoclásio e muscovita. Rochas típicas desse estágio são ácidas a intermediárias como granitos, riolitos e granodioritos. ( Modificado de SERRA, 1990 ).

### 3.2 O POTÁSSIO NAS ROCHAS ÍGNEAS

O potássio é um dos principais elementos presentes na maioria das rochas ígneas, e frequentemente faz-se definições petrográficas a partir de concentrações ou abundâncias de minerais potássicos .

Clarke apud RANKAMA & SAHAMA (1968) observa que 60 % dos minerais das rochas ígneas consiste de feldspatos ( Tabela 3.1 ). Como os minerais deste grupo são feldspatos alcalinos e plagioclásios, ou quase sempre contêm quantidades variadas de álcali-componentes, o volume de potássio nessas rochas pode, portanto, ser baseado nos feldspatos ( RANKAMA & SAHAMA, 1968 ). Entretanto, J. M. LAFON, informação verbal (1995) observa que "um intervalo modal de composição mineralógica seria mais adequado que um simples valor de moda por mineral", conforme mostrado na tabela 3.1, "devido às significativas variações que podem existir nos diferentes tipos de rochas ígneas". GOLDSCHMIDT (1958) cita os feldspatos potássicos microclina e ortoclásio, o feldspatóide leucita, típico de rochas vulcânicas, e os minerais micáceos do grupo da muscovita, e da série da biotita, como os principais minerais de potássio nas rochas ígneas, o que corrobora com SERRA *et al.* (1980), conforme a Tabela 3.2. Uma vez que o conteúdo em potássio tende a incrementar durante a diferenciação magmática, as principais fontes desse elemento seriam as rochas ígneas ricas em sílica como os granitos, sienitos e riolitos ( SERRA, 1982 ). Em granitos, a concentração média varia entre 2 % a 6 % em K, conforme FERTL (1979), ( Tabela 3.3 ) .

Tabela 3.1 - Composição Mineralógica Modal das Rochas Ígneas  
( Extraído de RANKAMA & SAHAMA, 1968 )

Mineralogia	Moda (%) de acordo com Clarke
Feldspatos	59.5
Quartzo	12.0
Hornblenda e piroxênio	16.8
Biotita	3.8
Minerais de titânio	1.5
Apatita	0.6
Outros minerais	5.8
Total	100.0

A geoquímica do potássio em rochas plutônicas depende sobretudo da formação de dois minerais potássicos a saber, feldspato potássico anidro e biotita, sendo que a alternativa

entre a formação de um ou outro é função do conteúdo de água presente no magma. Um magma gabróide contendo água, por exemplo, irá favorecer a formação de biotitas portando hidroxilas. Por outro lado, as rochas formadas a partir de um magma gabróide seco são caracterizadas não pela presença de biotita, mas por k-feldspatos cristalizados precocemente a altas temperaturas ( GOLDSCHMIDT, 1958 ). RANKAMA & SAHAMA (1968) observam que apenas durante a cristalização de fusões muito secas, o feldspato potássico é formado no decorrer dos passos iniciais do principal estágio de diferenciação magmática. Assim, na ausência de biotita competindo em um magma anidro, todo o íon  $K^+$  irá contribuir para a formação de k-feldspatos .

Tabela 3.2 - Minerais Potássicos ( Modificado de SERRA *et al.*, 1980 )

Mineral	K (%) p/p
Feldspatos Alcalinos:	
Microclina (*)	10.90 - 16.00 ( ideal )
Ortoclásio(*)	11.80 - 14.00 ( ideal )
Anortoclásio	
Plagioclásio	0.54
Micas:	
Muscovita(*)	7.90 - 9.80 ( ideal )
Biotita(*)	6.20 - 10.10 ( média: 8.70 )
Ilita	3.51 - 8.31 ( média: 5.20 )
Flogopita	
Feldspatóides:	
Leucita(*)	
Nefelina	
Quelioflita	
Outros ( argilo-minerais ):	
Montmorilonita	0.00 - 0.60 ( média: 0.22 )
Clorita	
Caolinita	0.00 - 1.49 ( média: 0.63 )

(\*) Minerais Pertencentes ao Grupo dos Principais  
Constituintes das Rochas Ígneas

GOLDSCHMIDT (1958) observa que estes são os dois casos extremos da geoquímica do potássio em rochas magmáticas, e que em muitas séries de rochas há um desenvolvimento intermediário de ambos, biotita e k-feldspato, aparecendo no estágio 'granito' da evolução

magmática, a biotita ocorrendo aparentemente um pouco antes desse último mineral. O mesmo autor reconhece a muscovita como mineral magmático primário apenas em granitos e quartzo-dioritos e seus pegmatitos, e em certos pegmatitos nefelino-sienitos. RANKAMA & SAHAMA (1968) sustentam, entretanto, que todas as micas comuns e importantes são minerais potássicos sendo que, dentre estas, biotita e muscovita pertencem aos principais constituintes das rochas ígneas ( Tabela 3.2 ) .

Soluções hidrotermais pós magmáticas frequentemente comportam considerável quantidade de potássio e são responsáveis pela presença de adulária, uma variedade de k-feldspato de baixa temperatura hidrotermal, em andesitos e dacitos, e pela transformação de nefelina e rochas nefelinas em agregados de sericita, uma variedade de muscovita de baixa temperatura ( GOLDSCHMIDT, 1958 ) .

Potássio ( e sódio ) ocorre também nas rochas ígneas em um grande número de minerais de menor importância geoquímica, como em um certo número de halogenídeos, minerais do grupo da escapolita e uma variedade de zeólitas ( RANKAMA & SAHAMA, 1968 ) .

Tabela 3.3 - Conteúdo de Potássio nas Rochas Ígneas (Modificado de SERRA,1982)

Rochas Ígneas	K (%)
Ácidas Intrusivas:	
Granitos	4.11 ( média )
Sienitos	2.63 ( média )
Ácidas Extrusivas:	
Riolitos	2.00 - 4.00
Traquitos	5.70 ( média )
Básicas Intrusivas:	
Gabro	0.46 - 0.58
Granodioritos	2.00 - 2.50
Dioritos	1.10 ( média )
Básicas Extrusivas:	
Álcali-Basaltos	0.61 ( média )
Basaltos de Plateau	0.61 ( média )
Álcali-Olivino-Basaltos	1.40 ( média )
Andesitos	1.70 ( média )
Ultra Básicas:	
Peridotitos	0.20 ( média )

### 3.3 CICLO DO POTÁSSIO E SUA OCORRÊNCIA NA SEQUÊNCIA DE SEDIMENTOS

Durante os processos de alteração, alguns minerais silicatados, como os feldspatos alcalinos, podem ser completamente dissolvidos dependendo do grau de intemperismo. O íon  $K^+$  é liberado e transportado em solução, enquanto o alumínio reage com a sílica para formar minerais argilosos e, possivelmente, muscovita com uma parte do potássio ( Figura 3.2 ). Nas micas, por outro lado, uma pequena parte do potássio pode permanecer em sua estrutura alumino-silicática, a partir da qual os minerais argilosos nos sedimentos hidrolisados são então formados: illita, montmorilonita, illita interestratificada com montmorilonita e caolinita. Estes minerais podem conter potássio em quantidade variada. Entretanto, o íon  $K^+$  liberado é transportado para os oceanos pelos rios, e pode permanecer no resíduo de intemperismo apenas em regiões áridas ( RANKAMA & SAHAMA, 1968; SERRA, 1982 ).

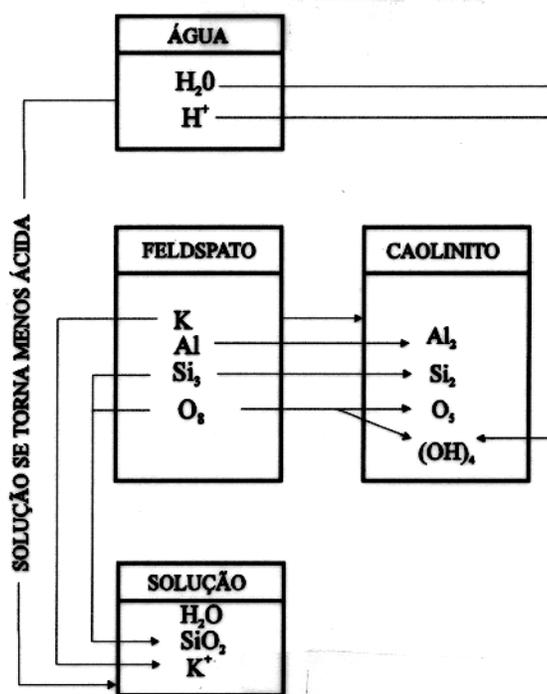


Figura 3.2 - Alteração de feldspatos para formar caolinita. Fluxo de material na alteração de K-feldspatos para caolinita, por ação dissolvente da água. Alguma água e íons  $H^+$  são absorvidos dentro da estrutura da caolinita, mas todo o íon potássio e alguma sílica terminam em solução ( Extraído de SERRA, 1984 ).

Uma vez em solução, o íon  $K^+$  tem um potencial iônico (Eh) muito fraco e tende a permanecer dissociado sobre um amplo intervalo de pH ( SERRA, 1984 ). Entretanto, durante o transporte ele pode ser absorvido por partículas de sedimentos finos, geralmente argilominerais micáceos ( HASSAN *et al.*, 1976 ), ou ser extraído pelas plantas ( para reaparecer

posteriormente em complexos orgânicos relativamente insolúveis ), o que explicaria sua baixa concentração na água marinha, girando em torno de 380 ppm ( SERRA, 1984 ). HEIER & BILLINGS (1970) sugerem um conteúdo médio de 387 ppm de K para águas marinhas com salinidade de 35 g/l .

O potássio dissolvido nos oceanos, entretanto, não permanece totalmente em solução. De acordo com SERRA (1984), os fatores que controlam sua concentração nestes meios resumem-se a: diluição pelas drenagens e rios, atividades biológicas ( algas ) que acumulam potássio, interação entre a água marinha e minerais detríticos, partículas coloidais ( como hidróxido de manganês ) e argilo-minerais, bem como a cristalização fora de solução para formar evaporitos, como será discutido adiante .

RANKAMA & SAHAMA (1968) observam que, como resultado do intemperismo, transporte e absorção, o volume total de potássio presente hoje nos mares é 2.4 % da quantidade total para lá transportada durante a evolução geológica do planeta. Goldberg apud HEIER & BILLINGS (1970) estimou esta quantidade como algo da ordem de  $5.3 \times 10^{20}$  g de potássio, ao longo de  $1.1 \times 10^7$  anos . A maior parte fôra removida para formar silicatos, e também glauconita e ortoclásio autigênico. GOLDSCHMIDT (1958) observa que a glauconita ocorre em sedimentos marinhos desde o Ordoviciano inferior, e forma-se atualmente em vários locais do fundo oceânico, sendo comum em diversos arenitos verdes mesozóicos e terciários. O potássio poderia ocorrer também em zeólitas de depósitos marinhos profundos ( RANKAMA & SAHAMA, 1968 ). As razões Na/K mostradas na Tabela 3.4, evidenciam o fato de que grande parte da concentração de K nas partículas de sedimentos marinhos toma lugar depois que estas partículas enriquecem o oceano ( GOLDSCHMIDT, 1958 ) .

Nos sedimentos argilosos, importantes mudanças diagenéticas podem tomar lugar nos argilo-minerais como resultado da compactação e, em consequência, variar as concentrações de potássio. Sob condições de soterramento dos folhelhos à maiores profundidades ( com o incremento da temperatura, pressão e concentração iônica da formação ), a montmorilonita desaparece progressivamente por ilitização e cloritização, e a caolinita é progressivamente destruída. Durante estas transformações, a quantidade de íons  $K^+$  nas argilas incrementa ( tomados a partir da água de formação ), quando a montmorilonita é transformada em ilita 'durante o estágio ilita interstratificada com montmorilonita' ( SERRA, 1984 ) .

De acordo com GOLDSCHMIDT (1958), posterior aumento na concentração desse elemento pode tomar lugar durante o metamorfismo regional, como mostrado na Tabela 3.5 . Nos argilo-minerais dos sedimentos marinhos hidrolisados ( lamas terrígenas, folhelhos e argilas profundas ), uma variedade de mica finamente dispersa acumularia potássio por adsorção

( ou troca iônica ), e a reconstituição de muscovita da variedade sericita tomaria lugar durante o metamorfismo regional incipiente. Com o incremento do metamorfismo, a clorita e parte da sericita reagiriam para formar biotita e, nos estágios mais avançados, a sericita seria recristalizada em muscovita cristalina de granulação grosseira, típica de mica-xistos.

Tabela 3.4 - Conteúdo de sódio e Potássio e razão Na/K no ciclo exógeno  
( Extraído de RANKAMA & SAHAMA, 1958 )

Material	Na (%)	K (%)	Na/K
Rochas ígneas	2.83	2.59	1.09
Sólidos dissolvidos em lagos e rios	5.79	2.12	2.73
Sólidos dissolvidos nos mares	30.62	1.10	27.84
Sedimentos argilosos (folhelhos)	0.97	2.70	0.36

Tabela 3.5 - Conteúdo de sódio e Potássio em Sedimentos e Metasedimentos  
( Modificada de GOLDSCHMIDT, 1958 )

Material	$Na_2O$ (%)	$K_2O$ (%)
Lamas Terrígenas	1.05	2.25
Folhelhos	1.31	3.25
Filitos	1.34	4.57

Nesta sequência de meteorização de minerais potássicos primários, sedimentação de hidrolisados e consolidação dos sedimentos seguida pelo metamorfismo regional, tem-se um completo ciclo em que alumino-silicatos de cristais grosseiros seriam reconstituídos, sendo que a acumulação de íons potássio a partir da solução na estrutura de argilo-minerais, nos solos e nos sedimentos, seria essencial para completar este ciclo. A formação de glauconita como um componente de sedimentos marinhos mostraria um outro elo na sequência de alterações que reconstituiria minerais silicáticos cristalinos de potássio, às custas de íons  $K^+$  em solução ( GOLDSCHMIDT, 1958 ) .

GOLDSCHMIDT (1958) conclui que o potássio é muito mais importante nos sedimentos marinhos hidrolisados que nos residuais, sendo que nestes ele ocorreria em quantidades subordinadas, podendo retratar a imaturidade dos mesmos quando presente em quantidades consideráveis, devido às condições especiais de sindeposição. A muscovita seria um exemplo

de mineral potássico que poderia ocorrer em grandes escamas clásticas nos sedimentos residuais moderadamente maduros, devido à sua relativa boa resistência ao intemperismo físico e químico. Assim, extensas escamas de muscovita aparentemente frescas ocorrem em muitos arenitos e depósitos de areias ( GOLDSCHMIDT, 1958 ).

Em síntese, o potássio ocorre essencialmente associado às seguintes rochas sedimentares, conforme SERRA (1982): Conglomerados com seixos graníticos, conglomerados-grauvaca, arcósios e grauvacas; em arenitos verdes associado à glauconita; tufo ácido e arenitos tufaceos; argilas, siltes, argilitos, siltitos e folhelhos, todos pelo seu conteúdo em argilo-minerais portadores de potássio; ( Figura 3.3 ) evaporitos ( descritos a seguir ); carbonatos de origem algal, e sedimentos fosfatados que comportam pequenas quantidades de potássio. O conteúdo médio, considerando-se todas as micas, é cerca de 2.7 % de K . Nos arenitos de um modo geral a média em K é 1.5 % ( 8 % em casos extremos ) pelo seu conteúdo em K-feldspatos. Carbonatos têm em média 0.3 % de potássio ( SERRA, 1984 ). A Tabela 3.6 mostra a concentração deste elemento nos sedimentos e rochas sedimentares mais comuns, de acordo com HEIER & BILLINGS (1970) e FERTL (1979) .

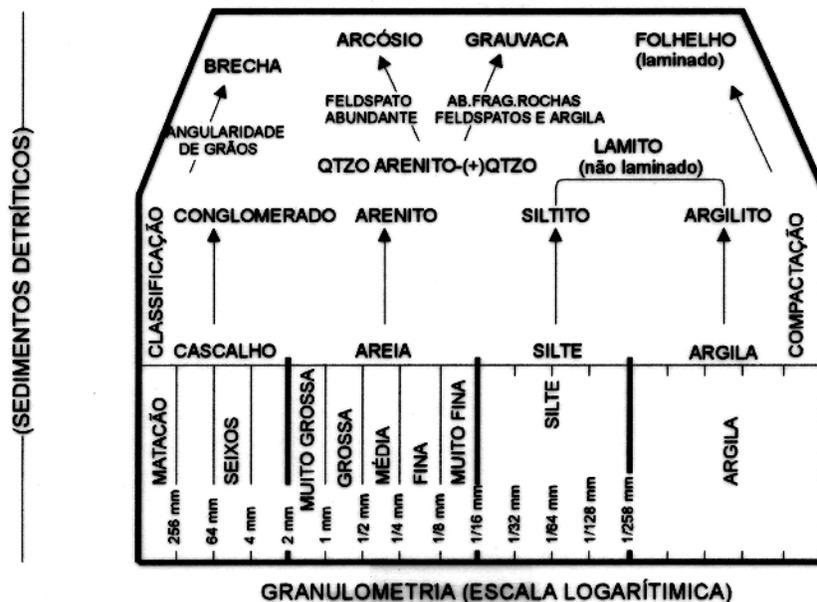


Figura 3.3 - Classificação de sedimentos siliciclásticos e rochas afins, em função da granulometria, ( Extraído de SERRA (1990).

### 3.3.1 Ocorrência de Potássio nos Evaporitos

Como mencionado anteriormente, a formação de evaporitos é um fator que também justificaria o decréscimo do íon  $K^+$  nas águas oceânicas. Entretanto, RANKAMA & SAHAMA (1968) assumem que apenas uma pequena parte de potássio ( e sódio ) transportado para os mares se incorpora nos sedimentos evaporíticos, sendo este fato uma característica da geoquímica do elemento .

Os evaporitos potássicos são listados na Tabela 3.7 . Segundo GOLDSCHMIDT (1958), um dos mais interessantes aspectos da geoquímica do potássio estão relacionados com a formação e metamorfismo desses litotipos, sendo que a mais importante feição, resultante de estudos em laboratório sobre a cristalização de sais marinhos, seria a completa separação uniforme de pequenas quantidades de potássio a partir de grande excesso de sódio, uma vez que a diferença entre os raios iônicos dos íons  $Na^+$  e  $K^+$  impediria a formação de soluções sólidas .

Assim, a grande importância do potássio a partir de depósitos sedimentares economicamente viáveis, se comparados com a relativa maior quantidade de K nas rochas magmáticas, dever-se-ia ao fato de que uma completa separação desse elemento a partir de um excesso de sódio seria possível à baixas temperaturas ( nas quais os evaporitos de preferência têm se cristalizado ), quando a solubilidade mútua entre compostos de sódio e potássio seria praticamente nula, ao contrário do que ocorre nas rochas ígneas (GOLDSCHMIDT, 1958). Tal fato é corroborado por RANKAMA & SAHAMA (1968), que observam ser os evaporitos 'puramente' potássicos notavelmente pobres em sódio, e os minerais sódicos, via de regra, conterem muito pouco potássio. Evaporitos continentais teriam pouca ou nenhuma quantidade de K, e o sódio seria predominante. Entretanto, "sulfatos de sódio e potássio são constituintes comuns em evaporitos depositados sobre ou imediatamente sob a superfície em regiões áridas" ( RANKAMA & SAHAMA, 1968 ) .

## 4 - GEOQUÍMICA DO URÂNIO

O urânio é um elemento predominantemente litófilo, e seus valores de abundância estão indicados na Tabela 4.1 . Sua concentração média na crosta terrestre é, de acordo com SERRA (1982), em torno de 3 ppm. Encontra-se essencialmente na litosfera superior, principalmente em rochas ácidas ( BELL, 1954 ).

Tabela 4.1 - Valores de Abundância do Urânio (Modificado de ROLLINSON, 1993)

Matéria	U (ppm)
Condritos ( meteoritos )	0.08
Manto	0.018
Crosta Inferior	0.05
Crosta Superior	2.50

Devido à semelhança entre os raios iônicos dos íons  $Th^{+4}$  e  $U^{+4}$  ( 1.10 Å e 1.05 Å, respectivamente ), a geoquímica do urânio nos magmas e seus minerais tem muito em comum com a do tório, uma vez que nesse meio o primeiro ocorre geralmente na valência 4. Essa afinidade geoquímica leva a fazer referências ao Th, quando da análise do urânio, principalmente no que diz respeito às rochas ígneas . Sob condições oxidantes, entretanto, o urânio é facilmente convertido ao íon  $U^{+6}$  , formando principalmente sais de uranila,  $UO_2^{+2}$ , e, em alguns casos, sais ácidos a partir do anidrido trióxido  $UO_3$  ( GOLDSCHMIDT, 1958 ). SERRA (1982) observa que a principal característica geoquímica do urânio é sua oxidação à uranila por ação bacteriana e que, devido à alta solubilidade deste íon, conseqüentemente o U apresenta grande mobilidade. Outra característica geoquímica importante, seria sua concentração pegmatítica e pneumatolítica-hidrotermal, bem como em minerais que se precipitam a partir de águas subterrâneas nas regiões áridas ( RANKAMA & SAHAMA, 1968 ) .

O urânio e todos os seus compostos são radioativos. Seus isótopos naturais semi-estáveis são:  $^{234}U$ ,  $^{235}U$  e  $^{238}U$ , com as respectivas abundâncias de 0.0057 % , 0.72 % e 99.27 % (SERRA, 1982) .

#### 4.1 O URÂNIO NAS ROCHAS ÍGNEAS

O fato que, de um modo geral, os conteúdos de urânio e tório nas rochas ígneas incrementam dos membros de composição básica para ácida, é descrito por diversos autores (WHITFIELD *et al.* 1959; CLARK *et al.*, 1966; FERTL, 1979; e outros). Estes resultados seriam obtidos mais claramente comparando-se membros de uma mesma série magmática geneticamente relacionados. Rochas ultramáficas exibem muito baixa radioatividade, sendo esta moderada nos dioritos e mais elevadas em granitos ( LARSEN & PHAIR, 1954 ). RANKAMA & SAHAMA (1968) observam que os granitos são as rochas da série calco-alcalina mais ricas em U, conforme pode-se observar na Tabela 4.2 . Entretanto, LARSEN & PHAIR ( 1954 ) observando exceções em algumas províncias alcalinas norte-americanas, sugerem uma generalização mais segura na qual a concentração máxima de U e Th ocorreriam em membros mais jovens de uma série magmática, desconsiderando-se as consequências de uma evolução magmática em particular. Assim, a maioria das rochas ígneas muito enriquecidas em urânio seria de estágios tardios de diferenciações graníticas e sieníticas, e incluiriam leucogranitos, riolitos tardios, aplitos, álcali-sienitos e fonolitos (LARSEN & PHAIR, 1954)

Tabela 4.2 - Conteúdo de Urânio nas Rochas Ígneas  
( Extraído de RANKAMA & SAHAMA, 1968 )

Rocha	U (ppm)
Ígneas Básicas	0.96
Diabásios	0.83
Ígneas Intermediárias	2.61
Rochas Graníticas	3.96

De acordo com LARSEN & PHAIR ( 1954 ), durante a maior parte do ciclo magmático, o Urânio encontra-se, como o Th, no estado tetravalente e os caminhos de cristalização de ambos são paralelos devido à estreita similaridade entre seus raios iônicos ( já mencionado anteriormente ). Em um estágio magmático tardio, entretanto, haveria uma bifurcação de caminhos e o urânio seguiria com as soluções hidrotermais, deixando o tório na fração final rica em sílica. Para explicar tal fenômeno, esses autores observam que condições mais oxidantes surgem com o alívio de pressão causado pela intrusão do magma em porções superiores da crosta. Assim, o U pode ser oxidado ao estado hexavalente, que forma compostos muito solúveis em meio aquoso, e escapar do magma separando-se do tório ( LARSEN & PHAIR,

1954 ) .

WHITFIELD *et al.* (1959) corroboram com esta hipótese, conforme esquema representado na Figura 4.1 . CLARK *et al.* (1966) observam que há coerência geoquímica entre U, Th e K nas rochas máficas e intermediárias, e que por motivos análogos aos descritos acima essa correlação não é muito pertinente para os granitos .

De acordo com GOLDSCHMIDT (1958), a distribuição do urânio tetravalente nos minerais primários de magmas ígneos é determinada pelo seu raio iônico ( 1.05 Å), que torna possível sua captura por minerais contendo cálcio ( 1.06 Å) e íons de terras-raras trivalentes, especialmente ítrio (1.06 Å) e ítrio-lantanídeos. Esta captura ocorreria provavelmente na apatita, e também na fluorita que seria capaz de formar cristais mistos com  $\text{ThF}_4$  e ainda mais facilmente com  $\text{UF}_4$ . Este autor observa ainda que urânio substituindo ítrio ocorre em um grande número de minerais, especialmente em niobatos e titanobatos, principalmente em granitos-pegmatitos .

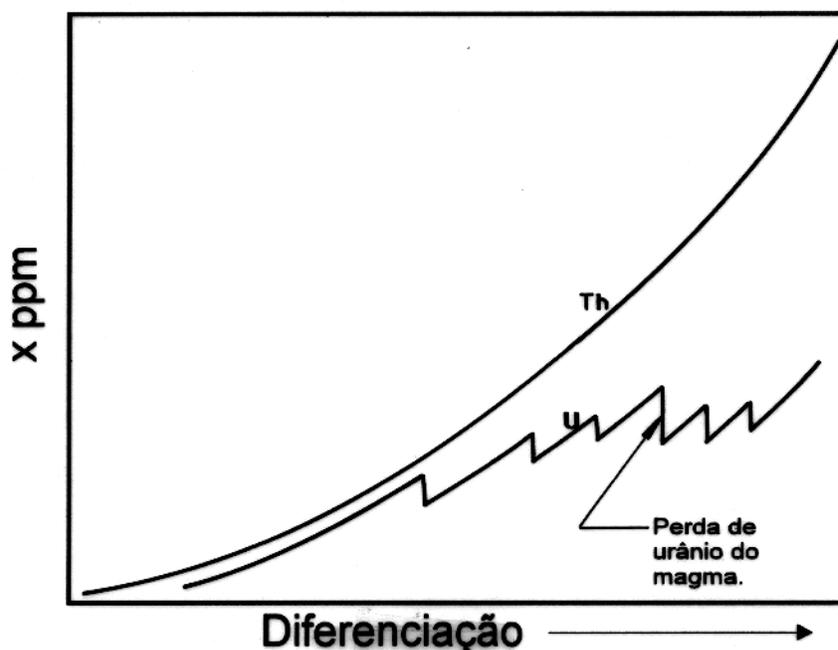


Figura 4.1 - Esquema representando perda de urânio em relação ao tório durante a diferenciação normal. ( Extraído de WHITFIELD *et al.*, 1959 ).

O U tetravalente ocorre também nos minerais do grupo da torita em alternativa aos íons  $\text{Th}^{+4}$ . A radioatividade do zircão, por exemplo, seria devida à entrada isomórfica de urânio ou tório tetravalente na estrutura do  $\text{ZrSiO}_4$  ( GOLDSCHMIDT, 1958 ). LARSEN & PHAIR

( 1954 ) afirmam que o zircão encontra-se presente na maioria das rochas ígneas granulares, sendo rara em gabros e ultramáficas, e listam os seguintes minerais radioativos em ordem crescente de suas abundâncias nas rochas ígneas: zircão, alanita, monazita, xenotima, pirocloro e uraninita .

Grande parte da radioatividade nas rochas ígneas é concentrada nos minerais acessórios comuns: zircão, esfênio, apatita, rutilo, cassiterita e outros. Entretanto, a concentração de urânio em rochas subsuperficiais pode não ser muito representativa devido à sua grande mobilidade ( FERTL, 1979 ) .

RANKAMA & SAHAMA (1968) observam que o composto natural de urânio mais importante é o dióxido,  $UO_2$  , que ocorre formando a uraninita e a pechblenda. São minerais de composição variada encontrados nos pegmatitos ( uraninita ) e nos filões hidrotermais de sulfetos e arsenietos ( pechblenda ). De acordo com GOLDSCHMIDT (1958), os depósitos de pechblenda formados a partir de soluções hidrotermais ( provavelmente derivados de magmas graníticos ) são geralmente livres de tório. Este fato é explicado por LARSEN & PHAIR (1954), segundo os quais o urânio solúvel migrando em soluções hidrotermais em um estágio magmático muito tardio se separa do  $Th^{+4}$  como descrito anteriormente, e irá precipitar pechblenda quando, por razões de menor temperatura, variações de ph, etc, as condições tornarem-se novamente redutoras. A presença de sulfetos associados daria suporte a tal interpretação ( LARSEN & PHAIR, 1954 ) .

RANKAMA & SAHAMA (1968) afirmam ainda que durante os estados pneumatolíticos e hidrotermais, o urânio pode se concentrar em filões hidrotermais de estanho, típicos de altas temperaturas, associado com sulfetos e sulfossais que contenham cobalto, níquel, bismuto e arsênio, ou filões hidrotermais de sulfetos e arsenietos que contenham minerais de prata e bismuto, formados à temperaturas mais baixas, e que podem ou não conter cobalto ou níquel. Outros minerais de urânio típicos de filões hidrotermais podem ocorrer tanto em rochas ígneas quanto em sedimentares, originados a partir da decomposição ou alteração da uraninita, principalmente. Seriam hidróxidos, fosfatos, arseniados, vanadatos, carbonatos, silicatos e sulfatos, de composição química complexa e variável, tais como os exemplos mais importantes: carnotita, torbenita, autunita, casolita e uranofana ( RANKAMA & SAHAMA, 1968 ) .

## 4.2 O URÂNIO NO CICLO DE INTEMPERISMO E SEDIMENTAÇÃO

### 4.2.1 Comportamento do Urânio Frente ao Intemperismo das Rochas, e Sob as Condições de ph e Eh

BELL ( 1954 ) afirma que o processo de intemperismo das rochas libera urânio que posteriormente é depositado singeneticamente em muitos tipos de sedimentos, e algumas vezes epigeneticamente em todos os tipos de sedimentos e rochas. De acordo com este autor, constituintes primários como uraninita e pechblenda de alguns pegmatitos e veios de fissuras mesotermiais são prontamente alterados para óxidos hidratados, fosfatos e silicatos, sendo parte do U lixiviado a partir dos mesmos como complexos de uranila solúvel. Outros minerais radioativos primários de rochas ígneas como monazita, euxenita e samarskita seriam reduzidos por atrito durante o transporte com sedimentos clásticos. Outros ainda, acessórios radioativos como o zircão ( mais abundante ), sendo altamente resistentes à decomposição química e desintegração mecânica, terminariam por se depositarem em placers e na fração 'minerais pesados' de sedimentos clásticos. A maioria dos minerais secundários de urânio, entretanto, seria suscetível de alteração, lixiviação e redução por atrito no decorrer do transporte com demais sedimentos clásticos ( BELL 1954 ).

Durante o intemperismo e sedimentação, a migração e distribuição do urânio estão diretamente relacionadas com processos de oxidação-redução. O urânio quadrivalente, geralmente insolúvel, oxida-se facilmente por intemperismo ao íon  $U^{+6}$ , dando origem a minerais secundários de  $UO_3$  e sais de uranila ( GOLDSCHMIDT, 1958 ). SERRA (1984) observa também a formação de  $UO_4^{-2}$  e  $U_2O_7^{-2}$  a partir de  $U^{+6}$ , e que o íon  $U^{+4}$  existe apenas em condições de  $Eh < 0$  e  $ph < 4$ . Se o ph supera este valor, o urânio tetravalente se dissocia formando uraninita insolúvel (  $UO_2$  ).

Segundo GOLDSCHMIDT (1958), as soluções de compostos de urânio hexavalente têm um grau de mobilidade geoquímica muito maior que os tetravalentes, relacionado ao maior potencial iônico do  $U^{+6}$ , sendo que sua circulação local e redistribuição dão origem a importantes depósitos de urânio. O  $U^{+6}$  existiria em solução apenas como íon complexo uranila,  $UO_2^{+2}$ , que é muito solúvel e estável nas condições de  $ph < 2$  e  $Eh > 0$  ( SERRA 1982 e 1984 ).

Um incremento de ph pode induzir à hidrólise do íon uranila e formar os cátions  $U_2O_5^{+2}$  ou  $U_3O_8^{+2}$ , para um intervalo de ph de 2 a 5, ou formas mais complexas como  $(UO_2(OH)_2UO_3)_n$ . No ph 5, ocorre hidrólise com precipitação de schoepita,  $4UO_3 \cdot 9H_2O$  ( SERRA, 1984 ).

De acordo com SERRA (1982), em um ambiente redutor,  $Eh < 0$ , o íon uranila forma

numerosos complexos de compostos orgânicos ( ácidos húmicos ) que facilitam sua fixação pela água mineral e orgânica. O mesmo autor observa ainda que materiais como turfa, madeira e celulose são os melhores agentes redutores, para uma ampla faixa de ph. A íntima associação de urânio com matéria orgânica será enfatizada adiante .

#### 4.2.2 Transporte do Urânio

Os mecanismos de transporte do urânio estão diretamente relacionados à solubilidade de seus íon tetra e hexavalente, e às condições ambientais ( Eh e ph ). Desta forma, o urânio é transportado principalmente em solução devido à alta solubilidade da uranila,  $UO_2^{+2}$ . Em curtas distâncias, os cursos d'água de superfície e subterrâneas carreiam carbonatos complexos ou sulfatos de urânio. Compostos orgânicos complexos podem, entretanto, ser transportados a grandes distâncias ( SERRA, 1984 ) .

O transporte em suspensão ocorre através de minerais resistentes que podem conter urânio em sua estrutura e serem levados a grandes distâncias, concentrando-se nos depósitos de placers ( RANKAMA & SAHAMA, 1968 ). Fosfatos de cálcio e urânio, poliuranatos precipitados ( ph = 8.5 ), schoepita insolúvel ( ph < 7.5 ) e até partículas de argila contendo matéria orgânica são também transportados por suspensão ( SERRA, 1982 e 1984 ) .

Os possíveis caminhos que o urânio lixiviado para fora das rochas poderia tomar são representados na Figura 4.2, a seguir.

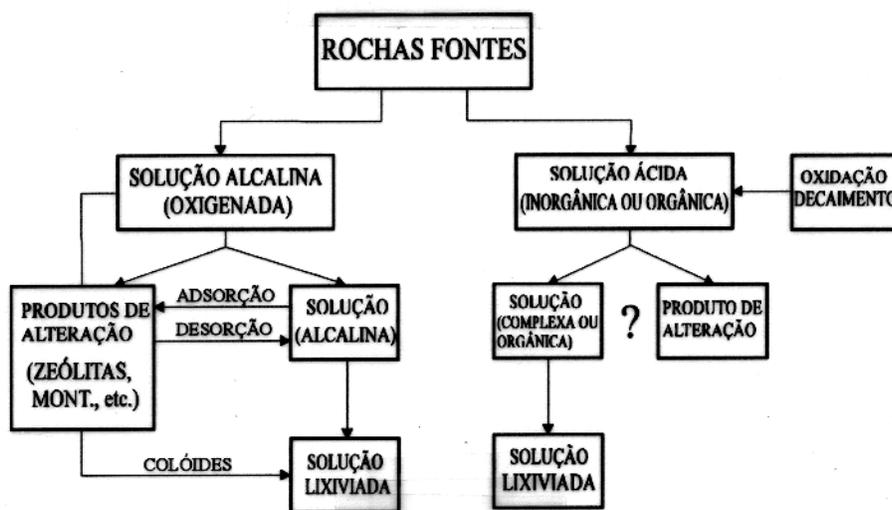


Figura 4.2 - Prováveis caminhos seguidos pelo urânio lixiviado das rochas fontes. (After Huang apud FERTL, 1979).

### 4.2.3 Precipitação e Migração Diagenética Do Urânio

O urânio dissolvido nas águas superficiais ou subterrâneas durante o intemperismo das rochas, pode ser depositado próximo à fonte ou ser transportado pelas drenagens até atingir os oceanos. Os mecanismos de precipitação posterior encontram consenso entre diversos autores. De acordo com BELL (1954), urânio é removido das soluções aquosas por precipitação como compostos insolúveis, por adsorção sobre vários tipos de sedimentos e por substituição isomórfica para o cálcio e possivelmente outros elementos químicos, sendo que algum U é fixado por organismos, ou precipitados com matéria orgânica sob condições redutoras (leia adiante). GOLDSCHMIDT (1958) observa que precipitação de urânio a partir da água do mar pode ser consequência de uma redução do íon  $U^{+6}$  para  $U^{+4}$ , insolúvel, pela ação de  $H_2S$  em águas estagnadas do fundo marinho, de modo que se espera a acumulação desse elemento por precipitação em áreas onde prevaleçam condições fortemente redutoras .

RANKAMA & SAHAMA (1968) observam que os compostos de urânio são facilmente absorvidos por hidróxidos de Fe, Al e Mg coloidais, e por sílica-gel, podendo se concentrarem nos sedimentos hidrolisados e oxidados. Essa propriedade seria uma das causas da forma de ocorrência dispersa desse elemento. Afirmção semelhante é feita por BELL (1954), concluindo que, pelo fato do U ser prontamente dissolvido por processos de intemperismo e, subsequentemente, boa parte dele ser adsorvido por gel-precipitados, argilo-minerais e sedimentos orgânicos, não se formam depósitos altamente concentrados de urânio por deposição de produtos de intemperismo, e ele torna-se, assim, disperso nas formações sedimentares .

De acordo com GOLDSCHMIDT (1958), poderia ocorrer a precipitação de fosfatos complexos e arsenatos de uranila e metais divalentes na vizinhança de concentrações graníticas ou hidrotermais de minerais de urânio. SERRA (1984) observa que os fosfatos co-precipitados com uranila podem conter cerca de 0.1 % de urânio . O ânion vanadato também constituiria um precipitante efetivo para os sais complexos de uranila, precipitando, neste caso, vanadatos de uranila hidratados ( carnotita, tuiumanita ) em arenitos porosos nas vizinhanças de restos de plantas fossilizadas ou em contato com carbonatos ( GOLDSCHMIDT, 1958 ).

SERRA (1984) afirma que condições como uma faixa de ph entre 2.5 a 4.0 e de Eh entre 0 a 400 mV favorecem a precipitação do urânio. Este autor enumera importantes agentes precipitantes: Matéria orgânica, como agente redutor, reduzindo o urânio hexavalente ao tetravalente; a hidrólise da uranila para schoepita, favorecida pela presença de argilas e material adsortivo; e a substituição do cálcio pelo urânio nas fluorapatitas, capaz de extrair 63% de U de uma solução de uranila .

RANKAMA & SAHAMA (1968) observam ainda que sedimentos depositados por fontes



orgânico. BELL (1954) observa que os dois principais grupos de sedimentos orgânicos são o húmico, com baixos conteúdos de hidrogênio ( H ) e altos em carbono ( C ) e oxigênio ( O ), e o sapropélico, com altos teores de H e C e baixo ou nenhum de O. Turfas, linhitos e carvão seriam sedimentos húmicos e consistiriam de restos de plantas que poderiam estar parcialmente alterados. Betumes seriam sedimentos sapropélicos aproximadamente puros, produzidos a partir de restos de plantas por ação microbiana .

Assim, GOLDSCHMIDT (1958) observa que concentrações de urânio ocorrem em 'certos sedimentos marinhos betuminosos' contendo teores de vanádio, sob condições redutoras. Beers e Goodman apud RANKAMA & SAHAMA, (1968) mostram que os conteúdos de potássio e urânio aumentam simultaneamente nos 'folhelhos negros organogênicos'. MCKELVEY & NELSON (1949) também apresentam estudos sobre folhelhos negros marinhos portadores de urânio, os quais seriam ricos em matéria orgânica e sulfetos, contendo pouco ou nenhum carbonato .

Tais exemplos, assim como vários outros na literatura, corroboram com a afirmação de SERRA (1982) de que o urânio é fundamentalmente confinado em meios redutores, geralmente associado com matéria orgânica, e que o mesmo mostra uma forte correlação com o carbono orgânico. O conteúdo de U nesses sedimentos pode variar desde traços até várias centenas de ppm, conforme sugere BELL (1954). Maiores detalhes sobre os folhelhos negros e fosforitos uraníferos serão apresentados no item a seguir. A Figura 4.4 mostra a ocorrência de urânio associado à matéria orgânica .

#### 4.2.5 Ocorrência de Urânio Nas Rochas Sedimentares

BELL (1954) classifica a ocorrência de urânio nos sedimentos em três categorias: (1) U 'nascente' nos sedimentos clásticos, (2) U depositado singeneticamente e (3) aquele depositado epigeneticamente. Estes tipos de ocorrência do urânio estariam implícitos nos dois itens anteriores, e são sumarizados abaixo .

O U 'nascente' nos sedimentos clásticos compreenderia principalmente aquele contido nos minerais pesados dos depósitos de placers e de alguns solos residuais ( em menor quantidade ). Nos primeiros, o teor médio do elemento giraria em torno de 1.2 ppm. Além destes 'depósitos clásticos terrestres', BELL (1954) descreve os 'sedimentos clásticos depositados nos mares' como os arenitos marinhos bem classificados ( teor médio < 1 ppm de U ), 'calcários clásticos' compostos de restos de organismos ( com traços de U ), lamas argilas e folhelhos, incluindo desde os clásticos finos até diversos sedimentos químicos e os sedimentos orgânicos ( com teores de U gradando, nesta ordem, entre < 1 ppm a > 100 ppm ), e sedimentos vulcânicos

como cinzas basálticas ( < 2 ppm ) e riolíticas ( 9 ppm de U, em média ) .

De acordo com BELL (1954), o urânio seria depositado singeneticamente por processos químicos em uma grande variedade de sedimentos. Este tipo de ocorrência incluiria sedimentos 'fosfáticos' ( leia abaixo ) , sedimentos orgânicos, carbonatos ( calcários marinhos e dolomitos geralmente com menos de 4 ppm de U ), evaporitos ( < 1 ppm de U ) e 'sedimentos químicos miscelâneos', como chert e flint ( < 3 ppm de U ) .

Os depósitos epigenéticos de urânio ocorreriam em todos os tipos de rochas e alguns sedimentos inconsolidados. O U seria introduzido por águas subsuperficiais, soluções hidrotermais ou ambas. Os processos de deposição seriam químicos ou consistiriam de evaporação de soluções aquosas, sendo que a deposição poderia ocorrer nos sistemas de fraturas ou nas formações com 'porosidade aberta' ( BELL, 1954 ) .

Tabela 4.3 - Conteúdo de Urânio nas Rochas Sedimentares  
( Dados a partir de FERTL, 1979; SCHMUS, 1984 )

Rocha	U (ppm)
Calcário ( puro )	< 0.10
Dolomito ( puro )	< 0.10
Carbonatos em geral	2.20
Arenitos	1.10
Folhelhos comuns	2.70
Tufos ( feldspáticos )	5.96

De acordo com MCKELVEY & NELSON (1949), as principais rochas de origem marinha contendo urânio são os sedimentos ricos em matéria orgânica, fosfato, ou ambos, representados pelos folhelhos negros e fosforitos .

Os folhelhos marinhos negros uraníferos, segundo esses autores, são geralmente do tipo betuminoso, ricos em matéria orgânica ( à qual o urânio ocorre associado ) e sulfetos, além de baixos teores de carbonato, apresentando pouca espessura e idade pré-mesozóica. O urânio nessas rochas poderia também estar fixado a argilo-minerais e outros minerais com alto poder de adsorção ( Figura 4.5 ). PETTIJOHN (1975) observa que, além de urânio, este litotipo pode conter altas concentrações de elementos traços como vanádio, níquel e cobre .

Altas concentrações de urânio nos fosforitos marinhos são conhecidas. Altschuer apud STARINSKY *et al.*(1982) sugere um intervalo de 30 a 260 ppm, em média 120 ppm, o que significa uma concentração muito maior que a abundância crustal do urânio. Este ocorreria

no mineral apatita dos fosforitos marinhos, principalmente como  $U^{+4}$  ( onde o íon  $Ca^{+2}$  é substituído devido à similaridade entre os raios iônicos ), mas também como  $U^{+6}$  estruturalmente ligado à apatita ( KOLODNY & KAPLAN, 1970 ). STARINSKY *et al.*(1982) sugerem que a redução do íon hexavalente para o tetravalente poderia ocorrer na solução intersticial, mais facilmente que na água marinha, na qual o  $U^{+6}$  ocorreria como uranila solúvel,  $UO_2^{+2}$  .

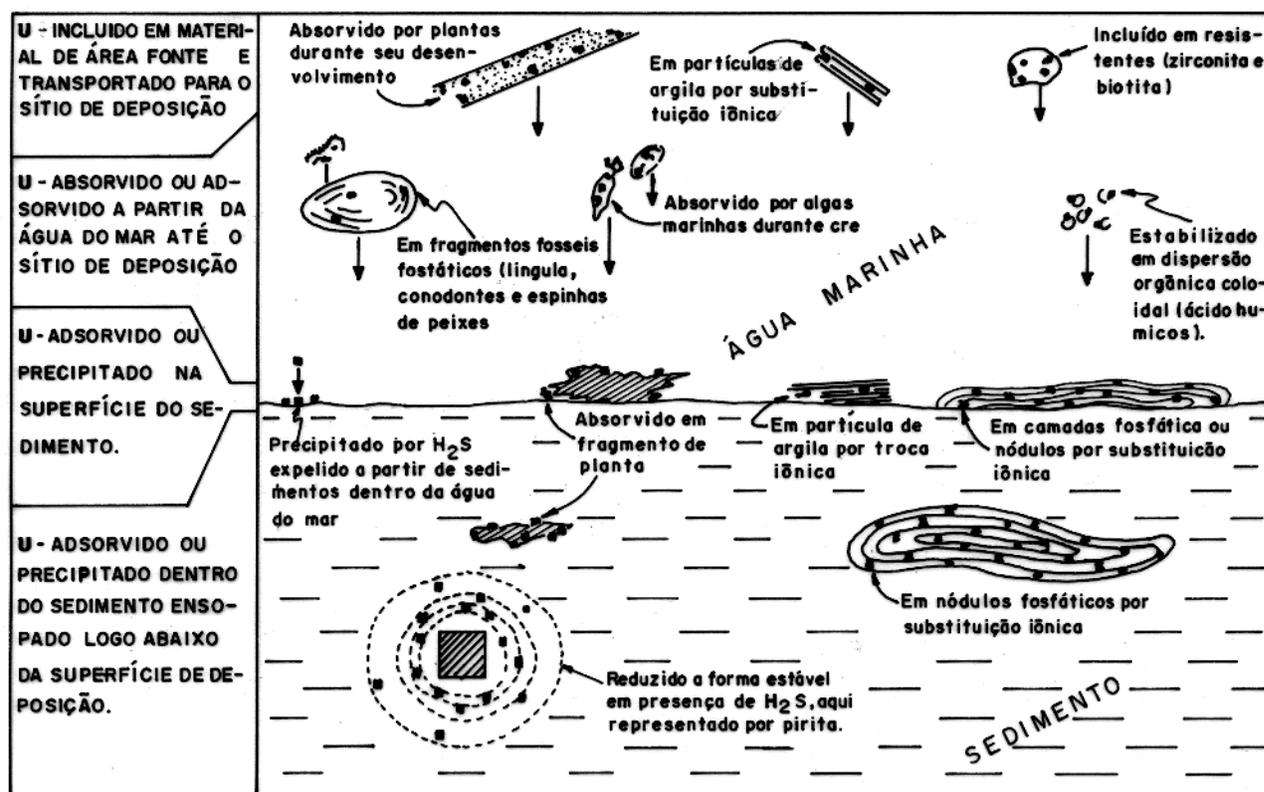


Figura 4.4 - Diagrama esquemático mostrando possíveis associações e tempo de locação de Urânio com constituintes comuns de folhelhos negros marinhos. o U está representado por pontos negros. ( A partir de Swanson apud SERRA, 1984).

SERRA (1982) observa que o urânio pode estar presente em outros sedimentos químicos e detríticos, como conglomerados arcossianos, arenitos arcossianos e grauvacas associados a fragmentos de rochas; em tufos e arenitos tufáceos, e em carbonatos de meios confinados, depositados sob condições redutoras, principalmente se forem ricos em matéria orgânica ou em

stylolitos ou fraturas. HASSAN *et al.* (1976) observam que em rochas carbonáticas limpas, o urânio é o único elemento radioativo presente, onde concentrações maiores que 4 ppm de U indicam horizontes enriquecidos em fosfato e/ou matéria orgânica, sendo a passagem para marga assinalada por K e Th. Entretanto, a precipitação de U é inibida pela presença íon carbonato, se o meio não é redutor ( FERTL, 1979 ) . A Tabela 4.3 lista o conteúdo de urânio nas principais rochas sedimentares, enquanto a Tabela 4.4 o faz para diversos tipos de minerais .

Tabela 4.4 - Conteúdo de Urânio em Diversos Minerais  
( Dados a partir de SERRA *et al.*, 1980; SERRA, 1982; SCHMUS, 1984; )

Mineral	Classe	U (ppm)	U (%) p/p
Biotita	I	1.0 - 40.0	
Muscovita		2.0 - 8.0	
K-Feldspatos		0.2 - 3.0	
Plagioclásio		0.2 - 5.0	
Hornblenda		1.0 - 30.0	
Olivina		0.10	
Piroxênio		0.10 - 40.0	
Alanita	II	30.0 - 700.0	
Apatita		5.0 - 150.0	
Epidoto		20.0 - 50.0	
Monazita		500.0 - 3000.0	
Esfênio		100.0 - 700.0	
Xenotima		500.0 - 34000.0	
Zircão		300.0 - 3000.0	
Carnotita	III		52.8 - 55.0
Tuimanita			54.4 - 56.7
Pechblenda			52.8 - 88.0
Autunita			48.0 - 50.0
Uraninita			88.0
Ilita	IV	1.5	
Montmorilonita		2.0 - 5.0	
Bentonita		1.0 - 36.0	
Caolinita		1.5 - 9.0	
Bauxita		3.0 - 30.0	

I - Minerais Primários

II - Minerais Acessórios

III - Uraníferos de Maior Importância Comercial

IV - Argilo-Minerais

## 5 - GEOQUÍMICA DO TÓRIO

O tório é um elemento caracteristicamente litófilo e, como o urânio, concentra-se particularmente na parte mais superior da litosfera, preferencialmente nas rochas ígneas ácidas ( BELL 1954 ). Ele sempre ocorre no estado tetravalente e geoquimicamente ocupa uma posição intermediária entre as terras-raras, o zircônio ( e háfnio ) e o urânio ( RANKAMA & SAHAMA, 1968 ). Seus valores de abundância estão representados na Tabela 5.1 . De acordo com SERRA (1982), a concentração média de tório na crosta terrestre é em torno de 12 ppm .

O tório é radioativo e existe apenas um isótopo de vida longa, o  $^{232}\text{Th}$ . Os isótopos  $^{234}\text{Th}$  e  $^{230}\text{Th}$  ocorrem como elementos-filho da série do  $^{238}\text{U}$  e, tendo vida relativamente curta, são raros na natureza ( SERRA, 1982 ).

Tabela 5.1 - Valores de Abundância do Tório (Modificado de ROLLINSON, 1993)

Matéria	Th (ppm)
Condritos ( meteoritos )	0.040
Manto	0.064
Crosta Inferior	0.42
Crosta Superior	10.50

RANKAMA & SAHAMA (1968) observam que as relações isomórficas Zr-Th e U-Th caracterizam a geoquímica do tório, bem como sua ocorrência junto às terras-raras, com as quais ele apresenta similaridade química. Afirmção semelhante é feita por GOLDSCHMIDT (1958), que atribui à semelhança entre o raio iônico do  $\text{Th}^{+4}$  e de íons como  $\text{Ca}^{+2}$ , terras raras trivalentes - como o cério e o grupo do ítrio trivalente, desde gadolínio até lutécio, bem como o  $\text{U}^{+4}$ , as relações cristaloquímicas que caracterizam a geoquímica desse elemento. Entretanto, a geoquímica do Th não é tão minuciosamente estudada como a do urânio .

## 5.1 TÓRIO NAS ROCHAS ÍGNEAS

O conteúdo médio de tório nas rochas ígneas é mostrado na Tabela 5.2. A geoquímica do elemento nessas rochas, como a do urânio, é relacionada aos estágios tardios da evolução magmática ( GOLDSCHMIDT, 1958; RANKAMA & SAHAMA, 1968 ). Após o final do principal estágio de cristalização, a concentração de tório ainda continua durante o estágio pegmatítico. Segundo GOLDSCHMIDT (1958), o grande raio iônico do tório ( 1.10 Å ) faz com que ele se concentre em magmas residuais a partir dos quais são formadas rochas como sienitos, traquitos, granitos e liparitos, sendo que alguns nefelina-sienitos e fonolitos podem ter notáveis concentrações desse elemento .

Tabela 5.2 - Conteúdo de Tório nas Rochas Ígneas  
( Modificado de SERRA, 1982 )

Rochas Ígneas	Th (ppm)
Ácidas Intrusivas:	
Granitos	15.20 ( média )
Sienitos	1338
Ácidas Extrusivas:	
Riolitos	6.00 - 15.00
Traquitos	9.00 - 25.00
Básicas Intrusivas:	
Gabros	2.70 - 3.85
Granodioritos	9.30 - 11.00
Dioritos	8.50
Básicas Extrusivas:	
Álcali-Basaltos	4.60
Basaltos de Plateau	1.96
Álcali-olivino-Basaltos	3.90
Andesitos	1.90
Ultra Básicas:	
Dunitos	0.01
Peridotitos	0.05

BELL (1954) observa que o tório ocorre nas rochas ígneas em parte como minerais discretos de  $Th^{+4}$  e em parte em substituição isomórfica para cálcio, terras-raras e possivelmente outros elementos. LARSEN & PHAIR (1954) afirmam que os minerais que mais amplamente contribuem para o conteúdo de Th no volume de rochas ( ígneas ) são esfênio, alanita,

apatita, monazita e torita. Segundo GOLDSCHMIDT (1958), pode ocorrer concentração de tório em minerais cálcicos de cristalização precoce, como a apatita, uma vez que o íon  $\text{Th}^{+4}$  pode substituir o  $\text{Ca}^{+2}$  em suas estruturas. Th e Ca estariam associados nos casos em que as terras raras, especialmente aquelas do grupo do ítrio, são capturadas em minerais de cálcio magmáticos. Exemplos de tal associação seriam a presença de tório em veios de apatita contendo terras-raras, associado com gabro pneumatolítico, e a presença comum de torita ( $\text{ThSiO}_4$ ) em diques dessa rocha. Minerais do grupo da ortita contêm usualmente 0.5 % a 1.0 % de Th, e seriam outro exemplo da captura desse elemento junto com terras-raras em minerais de cálcio magmáticos ou pneumatolíticos. Minerais do grupo da fluorita, por sua vez, também seriam captadores de tório (GOLDSCHMIDT, 1958).

A monazita,  $\text{CePO}_4$ , um fosfato de terras raras trivalentes contendo La, Ce, Nd e algum samário, constitui-se na principal fonte industrial de tório (GOLDSCHMIDT, 1958; RANKAMA & SAHAMA, 1968), e seria mais um caso em que o íon  $\text{Th}^{+4}$  é capturado, ocorrendo em uma concentração entre 8 e 10 % do total de terras raras. Para compensar o excesso de carga positiva, devido à substituição do  $\text{Ce}^{+3}$  pelo tório tetravalente, o íon  $\text{P}^{+5}$  é substituído parcialmente por  $\text{Si}^{+4}$ , o que equivale à correspondência cristaloquímica entre monazita e torita (GOLDSCHMIDT, 1958). De acordo com RANKAMA & SAHAMA (1968), onde há preponderância de Ce (usualmente em sienitos, nefelina-sienitos e pegmatitos), o tório regularmente tende a estar presente.

RANKAMA & SAHAMA (1968) observam ainda que a torita,  $\text{ThSiO}_4$ , e a torianita,  $(\text{Th,U})\text{O}_2$ , seriam os únicos minerais independentes de tório até então conhecidos. A torita seria isomórfica do zircão,  $\text{ZrSiO}_4$ , na qual o tório tetravalente é incorporado por substituição ao  $\text{Zr}^{+4}$ , à temperatura de cristalização, uma vez que suas dimensões iônicas são semelhantes. O tório substituiria zircônio também em outros minerais, mas o processo seria limitado em relação ao que ocorre em terras-raras.

A razão média Th/U nas rochas ígneas é 3.5 a 4.0 (SERRA, 1982). SENFTLE & KEEVIL (1947) sugerem que magmas ácidos, ainda que mais radioativos que os intermediários, retêm mais urânio que tório. WHITFIELD *et al.* (1959) observam que o conteúdo médio de Th e U em rochas graníticas seria 12 ppm e 3.5 ppm respectivamente. Entretanto, J. M. LAFON, informação verbal (1995) observa que "a abundância de U e Th em rochas graníticas é muito variável, e dificilmente um valor médio de teores será representativo para essas litologias, sendo os teores de U e Th diretamente dependentes dos minerais acessórios, cujas pequenas variações em suas quantidades influenciarão grandemente nos teores de tais elementos".

A íntima relação geoquímica entre tório e urânio é representada pelos minerais do grupo

da torianita ( GOLDSCHMIDT, 1958 ; RANKAMA & SAHAMA, 1968 ). Tratam-se respectivamente de misturas isomórficas de  $\text{ThO}_2$  dominante com  $\text{UO}_2$  subordinado, e misturas isomórficas de  $\text{ThSiO}_4$  e  $\text{USiO}_4$ , com grande predominância do primeiro ( GOLDSCHMIDT, 1958 ).

Os minerais do grupo da torianita constituiriam uma série desde  $\text{ThO}_2$  quase puro, que teria uma estrutura tipo fluoreto de cálcio, até uma estrutura contendo acima de 40 % de  $\text{UO}_2$ . GOLDSCHMIDT (1958) observa ainda que a série isomórfica completa não tem sido encontrada na natureza, e sugere que esse fato se deva à miscibilidade limitada ou à inexistência de razões apropriadas de Th e U nas soluções naturais.

Segundo GOLDSCHMIDT (1958), orangita, torita e uranotorita, respectivamente com menos de 1 %, aproximadamente 1 % e 6 a 10 % de urânio, formariam os minerais naturais do grupo da torita, as duas primeiras ocorrendo principalmente em pegmatitos de nefelinasienitos e Uranotorita em pegmatitos graníticos de idade arqueana.

O mesmo autor observa ainda que niobatos e titaniobatos de terras-raras, especialmente aquelas do ítrio e ítrio-lantanídeos, concentram urânio e tório tetravalentes por uma extensão considerável, o tório frequentemente atingindo 25 % do conteúdo de terras-raras, e a razão Th/U variando entre limites muito amplos. Exemplos dessa associação ocorreriam em minerais como fergusonita, euxenita, samarskita betafta e outros.

## 5.2 O CICLO SEDIMENTAR DO TÓRIO

A coerência geoquímica entre tório e urânio é sensivelmente destruída no ciclo sedimentar. Enquanto o U pode ser parcialmente oxidado ao estado hexavalente, produzindo o íon uranila altamente solúvel, o tório tende a ser transportado em suspensão melhor que em solução, e qualquer  $\text{Th}^{+4}$  dissolvido é logo fixado pelas argilas e minerais resistentes secundários (CLARK *et al.*, 1966) .

Diversos autores concordam com este comportamento geoquímico do tório. SERRA (1984) observa que durante os processos de intemperismo e sedimentação, cerca de 90 % do mesmo pode ser removido das rochas fontes. Entretanto, uma vez que se trata de um elemento bastante insolúvel e que alguns de seus minerais mais abundantes são quimicamente e mecanicamente estáveis, quase todo o tório seria transportado em suspensão, concentrando-se nos sedimentos detríticos residuais ( SERRA, 1984 ). Placers economicamente viáveis de Th são bem conhecidos. GOLDSCHMIDT (1958) observa que os depósitos residuais constituem as mais importantes concentrações deste elemento no planeta, como depósitos de torianita do Ceilão, e monazitas de praias do Brasil, Índia e Austrália. BELL (1954) sugere que

provavelmente todos os sedimentos clásticos incluindo resistentes radioativos apresentem um pequeno conteúdo de Th. Ainda conforme este autor, as concentrações máximas de Th e U em placers seriam respectivamente 3000 ppm e 70 ppm, com concentrações médias em torno de 60 ppm de Th e 2 ppm de U .

Além da concentração primária junto aos sedimentos resistentes, uma pequena parte do tório original é trazida em solução, mas facilmente hidrolisada, possuindo, portanto, mobilidade limitada e concentrando-se nos sedimentos hidrolisados, onde é principalmente absorvida pelos argilo-minerais e bauxita, ( RANKAMA & SAHAMA, 1968 ). HASSAN *et al.* (1976) sugerem que o íon  $\text{Th}^{+4}$ , devido ao seu grande raio iônico, não entra na estrutura dos argilo-minerais, mas é a elas fixado através de absorção e troca catiônica. Algum tório é também carregado para os oceanos e depositado juntamente com os sedimentos marinhos profundos (BELL 1954) .

De acordo com RANKAMA & SAHAMA (1968), ao contrário do que ocorre nas rochas ígneas, o conteúdo de tório nas águas marinhas é pelo menos 3 vezes menor que o de urânio ( Tabela 5.3 ). Petterson apud RANKAMA & SAHAMA (1968) atribui essa maior abundância relativa do urânio à precipitação de Th com hidróxidos de Fe e Mn, onde ele é parcialmente depositado nos sedimentos hidrolisados, e parcialmente nos oxidados, que por sua vez não acumulam maiores concentrações de urânio e , portanto, apresentam maior razão Th/U .

Tabela 5.3 - Concentração de K, U e Th em Solução Nos Oceanos  
( Dados a partir de RANKAMA & SAHAMA, 1968 )

Elemento	Concentração (ppm)
K	380.0
U	$15.0 \times 10^{-5}$ - $16.0 \times 10^{-4}$
Th	$< 5.0 \times 10^{-4}$

As Figura 5.1 e Tabela 5.4 resumizam a distribuição do tório e da razão Th/U nas rochas e sedimentos. ELLIS (1987) observa que, ao contrário do potássio, tório e urânio ocorrem nos sedimentos apenas a níveis de dezenas de ppm, sendo que as maiores concentrações estão associadas aos folhelhos, e que os minerais argilosos que constituem essas rochas possuem alta capacidade de troca iônica, adsorvendo elementos radioativos como ocorre com o tório. Urânio nos folhelhos encontrar-se-ia preferencialmente associado á matéria orgânica, do que em argilo-minerais, conforme evidenciado anteriormente.

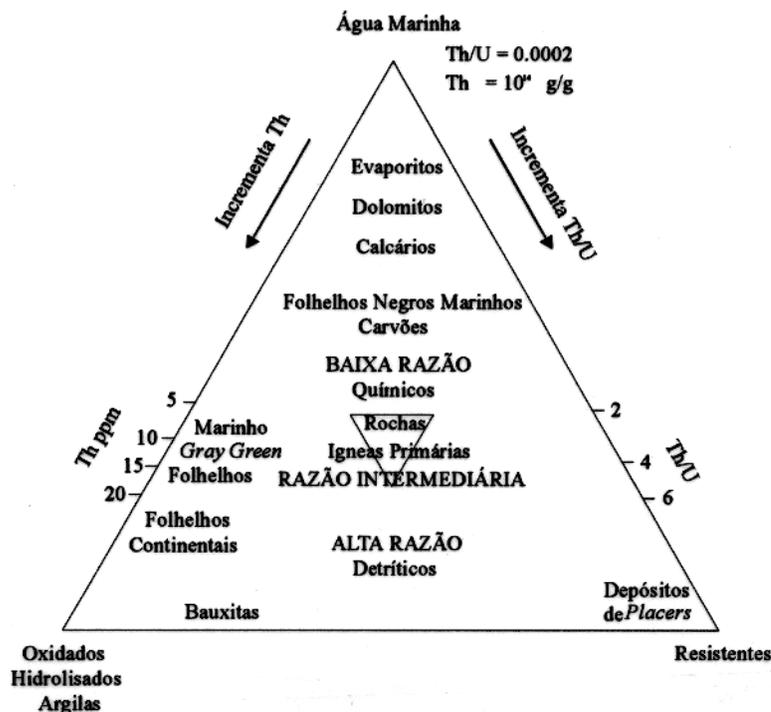


Figura 5.1 - Distribuição de tório e da razão Th/U nas rochas sedimentares e sedimentos. ( A partir de Adams e Weaver apud ELLIS, 1987 ).

Tabela 5.4 - Conteúdo de Tório nas Rochas Sedimentares  
(Dados a partir de RANKAMA & SAHAMA, 1968; FERTL, 1979)

Rocha	Th (ppm)
Arenitos ( em Geral )	1.70
Calcário ( puro )	< 0.50
Dolomito ( puro )	< 0.50
Carbonatos ( em geral )	1.10
Folhelhos ( comuns )	12.00
Tufos ( feldspáticos )	1.56

SERRA (1982) sugere que o íon Th<sup>4+</sup> é fixado entre as palhetas dos argilo-minerais, e que a quantidade de tório presente nos mesmos permanece constante independentemente da diagênese termal. Entretanto, algumas montmorilonitas possuiriam um baixo conteúdo de tório. A classificação das argilas, feldspato e mica radioativos como uma função das

concentrações de Th e K é indicada na Figura 5.2 e constitui a base de um importante indicador de folhelho em reservatórios ( QUIREIN *et al.*, 1982 ).

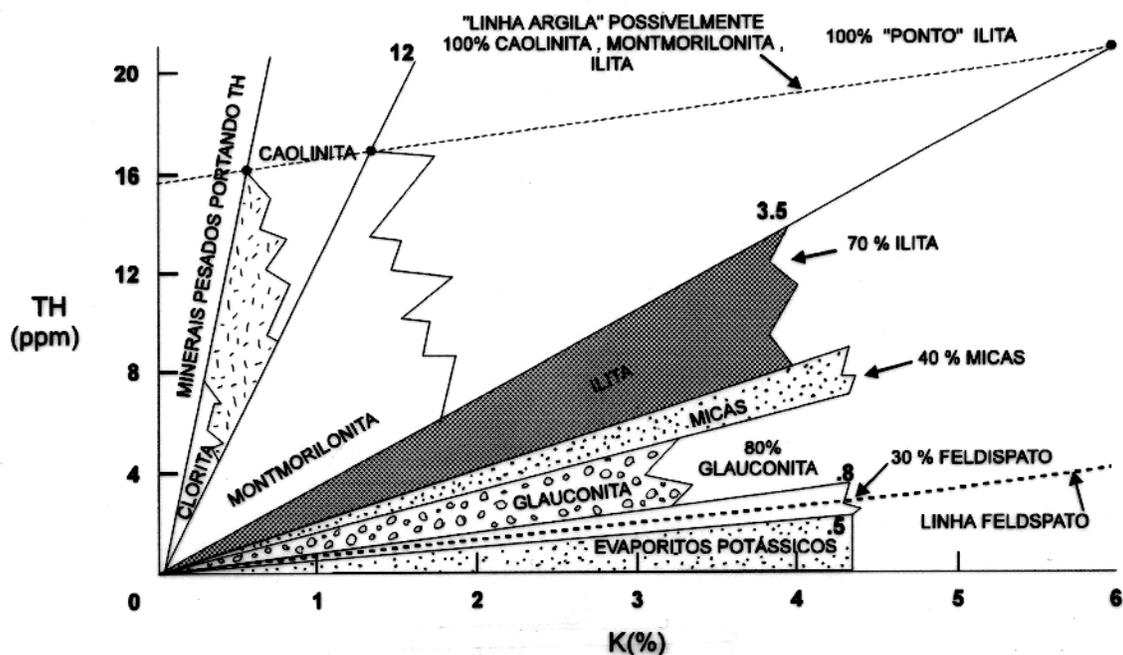


Figura 5.2 - Classificação espectral de minerais radioativos. ( Extraído de QUIREIN *et al.*, 1982 ).

Concluindo, RANKAMA & SAHAMA (1968) observam que alguma circulação de tório toma lugar em soluções aquosas, sob condições de superfície, demonstrada pela análise espectral de certas cinzas de carvão, que apresentaram 100 ppm de tório. Mitchell apud GOLDSCHMIDT (1958) sugere que no solo pode correr até 1000 ppm de Th, e que é possível que esse elemento seja utilizado no processo bioquímico para o desenvolvimento de algumas espécies de plantas. A Tabela 5.5 mostra os principais minerais portadores de tório .

Tabela 5.5 - Conteúdo de Tório em Diversos Minerais  
( Dados a partir de FERTL, 1979; SERRA *et al.*, 1980; SERRA, 1982;  
SCHMUS, 1984 )

Mineral	Classe	Th (ppm)	Th (%) p/p
Biotita	I	0.5 - 50.0	
Muscovita		10.0 - 25.0 (*)	
K-Feldspatos		3.0 - 7.0	
Plagioclásio		0.5 - 3.0	
Hornblenda		5.0 - 50.0	
Olivina		( baixo )	
Piroxênio		2.0 - 25.0	
Quartzo		< 0.20	
Alanita	II	500.0 - 5000.0	
Apatita		20.0 - 150.0	
Epidoto		50.0 - 500.0	
Esfênio		100.0 - 600.0	
Xenotima		( baixo )	
Zircão		100.0 - 2500.0	
Monazita (*)	III		2.0 - 2.50
Torita			72.0
Torianita			88.0
Ilita	IV	10 - 25	
Montmorilonita		10.0 - 24.0	
Bentonita		4.0 - 55.0	
Caolinita		6.0 - 42.0	
Clorita		3.0 - 5.0	
Glauconita		< 10.0	
Bauxita		10 - 132.0	

I - Minerais Primários

II - Minerais Acessórios

III - Minerais de Th com Maior Importância Comercial

IV - Argilo-Minerais

(\*) Muscovita pura não contém Th. Porém sua deposição em rochas sedimentares é geralmente acompanhada pela deposição de minerais pesados finos portadores de Th e U ( SERRA, 1982 ).// A monazita é um mineral acessório, porém colocada na classe III por sua importância comercial ( importante fonte de tório ).

## 6 - APLICAÇÃO EM DADOS SINTÉTICOS

Os modelos geológicos propostos a seguir foram idealizados de forma a englobarem as principais rochas-reservatório e litologias que podem estar associadas a estas. O termo *litologia complexa* utilizado neste trabalho, concorda com a terminologia vigente em Geologia do Petróleo e, conforme NERY (1990), diz respeito a rochas cujas matrizes se constituem de dois ou mais minerais (essenciais) distintos. Alguns modelos são baseados na literatura pesquisada.

A mineralogia utilizada para compor estas rochas baseia-se nos constituintes que, por definição, lhes seriam essenciais, sendo que o zircão desempenha aqui o papel de mineral acessório radioativo por excelência, enquanto utilizou-se o termo *fosfato* para representar associações com matéria orgânica, geralmente nas litologias em que se desejou obter um enriquecimento em urânio (por exemplo em 'folhelhos-negros'). Algumas litologias que poderiam envolver fragmentos de rochas, como grauvacas, tiveram essas frações contabilizadas implicitamente nas frações volumétricas individuais de seus minerais. Muitas destas simplificações foram feitas em consequência da escassez de dados teóricos, relativos aos vários parâmetros mostrados neste capítulo, para um mesmo mineral ou litologia. Entretanto, a mineralogia constituindo os modelos engloba basicamente aquela envolvida nos principais reservatórios.

Ainda que no processo de interpretação de perfis a determinação precisa da litologia seja um grande objetivo, conforme observa SERRA (1990), não se usa aqui uma classificação detalhada dos tipos de rochas sedimentares adotadas nos modelos, e sim em termos gerais no que diz respeito à suas origem, composição e textura, tendo-se o cuidado de observar as informações fornecidas pelo estudo geoquímico do potássio, urânio e tório (caps. 3 a 5). Termos usuais em estratigrafia também não apresentam aqui conotação crono ou litoestratigráfica formal, como é o caso de *sequências* e *fácies* que correspondem respectivamente à uma sucessão vertical ou gradação lateral de litologias geneticamente relacionadas.

O termo *correlação* é aqui empregado como determinação da continuidade lateral de unidades litológicas em profundidade, com base nas assinaturas proporcionadas pelas suas concentrações em K, U, Th e GR, incluindo os contrastes de amplitudes destes elementos entre unidades adjacentes.

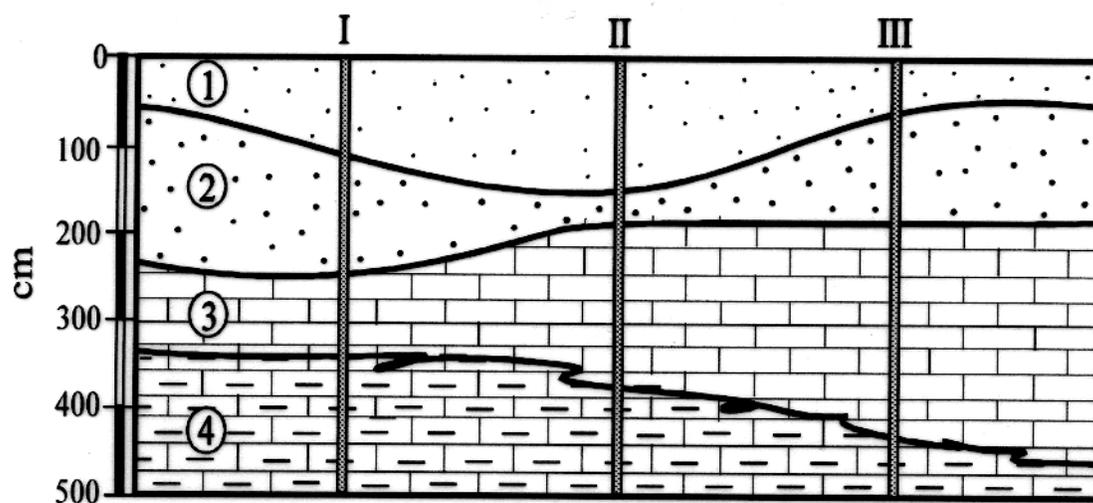
É importante observar que o processo de "reconstituição" do modelo proposto, unicamente

a partir dos perfis gama espectrométricos, implica em uma extrapolação que, apesar de forçosa, torna-se didaticamente útil para ilustrar a importância destes perfis.

Nos modelos onde os poços encontram as mesmas unidades litológicas, ou seja, onde não há variação lateral de litologias, serão plotados gráficos de densidade ( $\rho_b$ ), porosidade ( $\phi_n$  e  $\phi_d$ ) e índice fotoelétrico ( $Pe$ ) para apenas um dos poços, por convenção o primeiro, a fim de simplificar-se o número de perfis adotados.

Em alguns modelos serão feitas referências às razões Th/K, Th/U ou U/K para caracterizar, ao menos qualitativamente, certas litologias. Entretanto, para efeitos de correlação na prática, as razões envolvendo urânio podem não ser consistentes devido à sua grande mobilidade.

## 6.1 MODELO - I



## LEGENDA

## FRAÇÃO VOLUMÉTRICA- MINERAL+FLUÍDO -EM(%)

①	ARENITO PURO	QUARTZO..... 85.00 ÁGUA..... 15.00
②	ARENITO RADIOATIVO	QUARTZO..... 85.00 ÁGUA..... 14.85 ZIRCÃO..... 0.15
③	CALCÁRIO	CALCITA..... 92.00 ÁGUA..... 6.10 FOSFATO..... 1.90
④	CALCIO-SILICÁTICA	CALCITA..... 40.00 DOLOMITA..... 20.00 ILITA..... 30.00 MONTMORILONITA.. 8.00 ÁGUA..... 2.00

Figura 6.1 - Modelo geológico - I perfilado pelos poços I, II e III.

O modelo geológico proposto na Figura 6.1 representa uma sequência de arenitos ( unidades 1 e 2 ) em contato com um calcário ( unidade 3 ) através de uma superfície erosiva. Abaixo desta, segue uma rocha calcio-silicática.

O arenito "limpo" ( litologia 1 ) corresponde a um ortoquartzito supermaturo, e idealmente constitui-se essencialmente de quartzo. O arenito 2 é, por convenção, um depósito de *placer*, com presença de zircão assumindo uma importância significativa para os objetivos deste trabalho.

O calcário ( litologia 3 ) apresenta concentrações em fosfato com o intuito de responder por maiores teores em urânio. Encerrando a sequência, há uma rocha cálcio-silicática ( litologia 4 ) com presença de ilita e montmorilonita.

### 6.1.1 Respostas dos Perfis Simulados

Nas Figuras 6.2 são mostrados os perfis de densidade (  $\rho_b$  ), porosidade (  $\phi_n$  e  $\phi_d$  ), e índice fotoelétrico (  $Pe$  ) relativos ao primeiro poço do modelo geológico proposto. A Figura 6.3(a)-(d) mostra as respostas relativas aos perfis espectrométricos.

Inicialmente, nota-se na Figura 6.3(a) que as curvas de potássio não permitem distinguir as litologias 1, 2 e 3, definindo, assim, a região representada pela letra "A". Os contrastes de amplitude são ali desprezíveis, todos com teores abaixo de 0.5 % de K.

Por outro lado, perfis de tório, associados às curvas de urânio ( Figuras 6.3(b)-(c) ), permitem "reconstituir" o modelo proposto pelo bom contraste de teores entre litologias adjacentes, com exceção no caso do tório para o ortoquartzito ( litologia 4 ) e calcário (litologia 1), que são muito pobres em teores deste elemento, ambos com respostas em torno de zero ppm de Th. Entretanto, observando-se os perfis SGR verifica-se que, como no caso dos perfis de K, praticamente não se distingue três das quatro litologias presentes ( unidades 2, 3 e 4 ), pois seus graus API são quase equivalentes ( em torno de 65 unidades ), de forma que só se distinguem duas unidades representadas pelas letras "P" e "Q" na Figura 6.3(d) .

Algumas informações adicionais podem ser retiradas das curvas K, U e Th. Por exemplo, o arenito 1 apresenta baixos teores destes três elementos, o que é típico de uma rocha detrítica quimicamente matura, pobre em argilas e feldspatos. Se há um incremento em Th ( ou U ) para um baixo teor em K nestes arenitos "limpos", isto pode indicar a presença de minerais pesados resistentes ( e radioativos ), como ocorre com a litologia 2 que, conseqüentemente mostra alta razão Th/K, o que corrobora com SERRA (1984).

As litologias 3 e 4 têm graus API muito próximos entre si, mas seus teores em K, Th

e U são bem distintos. Assim, o calcário ( unidade 3 ) responde por baixos teores em K e Th contra um alto teor em U, indicando, neste caso, o enriquecimento em fosfato, conforme HASSAN *et al.* (1975), o que implica em baixa razão Th/K e alta razão U/K. Por outro lado, uma concentração significativa em Th e K em uma rocha carbonática, poderia indicar a presença de argilas ( SERRA, 1984 ), como ocorre com a litologia 4, aqui denominada "calcio-silicática". O teor em U neste caso é relativamente baixo, implicando em um incremento da razão Th/U e um decréscimo da razão U/K.

Desta forma, mostra-se um procedimento que permite, em princípio, distinguir litologias pelo seu conteúdo radiativo natural discriminado, o que não seria trivial pelo simples uso da contagem total ( SGR ) por si só, permitindo assim, através da perfilagem de poços, correlacioná-las com maior eficiência.

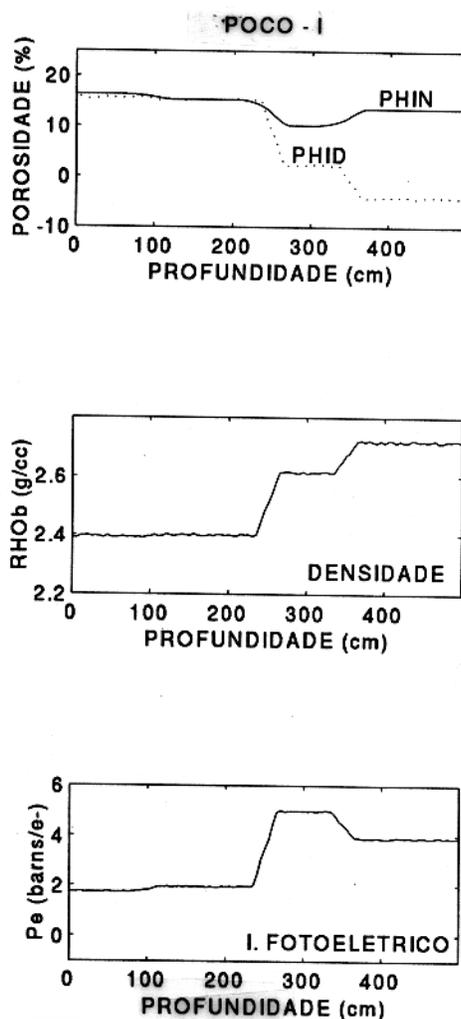
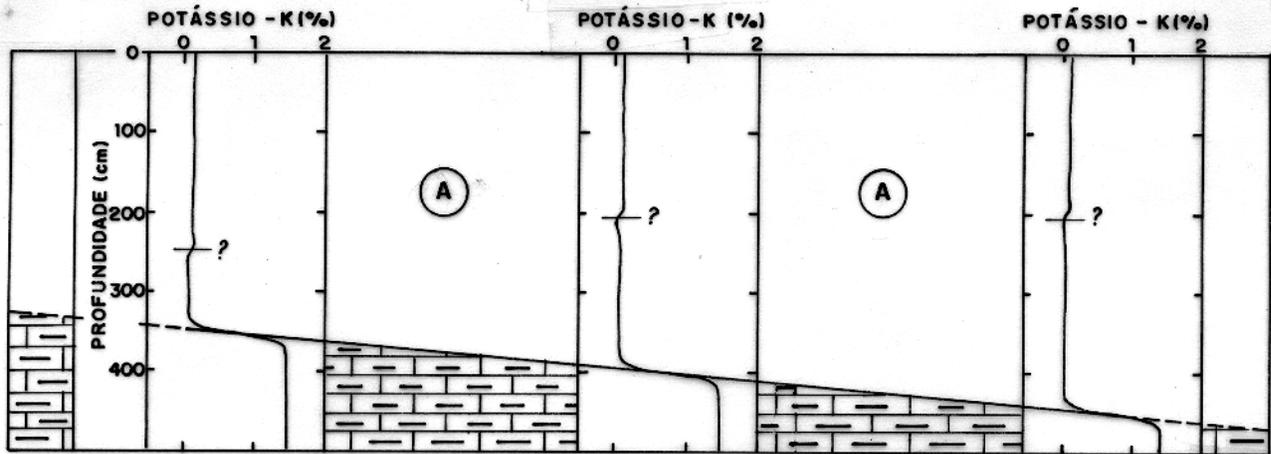
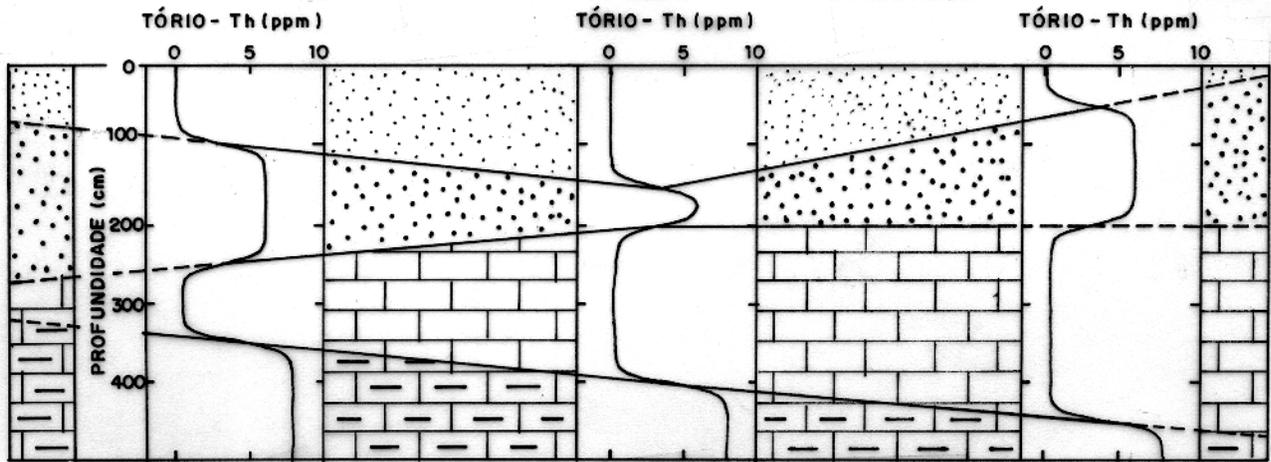
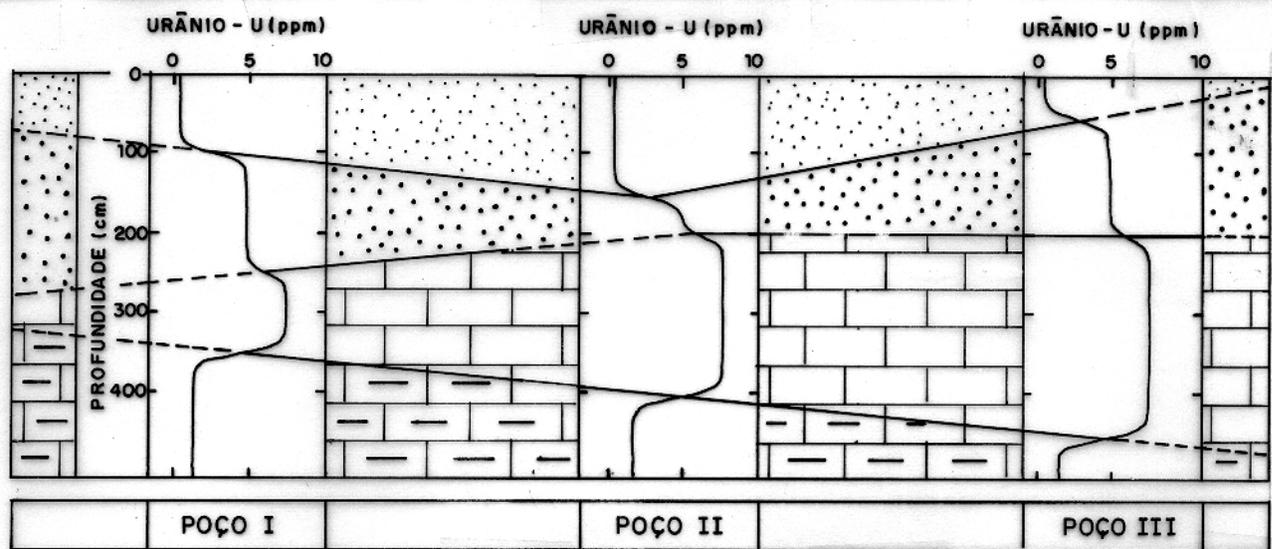


Figura 6.2 - Respostas simuladas das sondas CNL e LDT relativas ao poço I, modelo I.

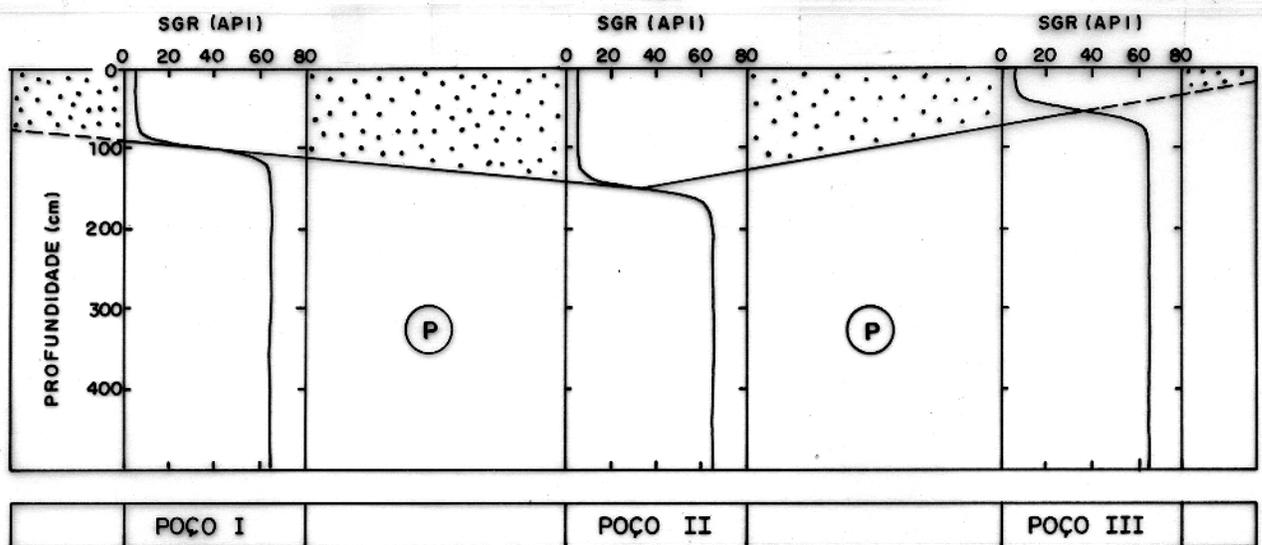


(a)





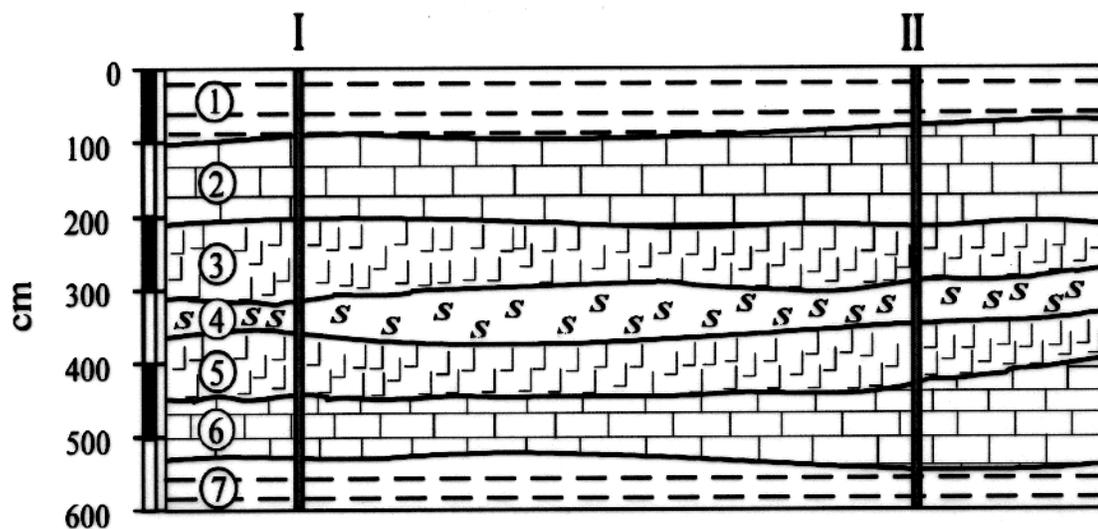
(c)



(d)

Figura 6.3 - Respostas simuladas da sonda NGS para o modelo I.

## 6.2 MODELO - II



## LEGENDA

## MINERALOGIA E FRAÇÕES VOLUMÉTRICAS (%)

①		QUARTZO.....	43.00
e		MONTMORILONITA.....	20.00
		CAOLINITA.....	8.00
		FOSFATO.....	4.00
⑦		ÁGUA.....	25.00
	FOLHELHO NEGRO		
②		CALCITA.....	85.00
e		DOLOMITA.....	4.00
⑥		ÁGUA.....	11.00
③		GIPSITA.....	95.00
e		ÁGUA.....	5.00
⑤	EVAPORITO		
④		CARNALITA.....	95.00
		ÁGUA.....	5.00
	EVAPORITO		

Figura 6.4 - Modelo geológico - II perfilado pelos poços I e II.

O modelo representado na Figura 6.4 procura mostrar um ciclo evaporítico completo, e simplificado em termos de sais depositados, sendo marcado no topo e na base por um folhelho com presença de fosfato ( litologia 1 ). A sucessão vertical de sais precipitados inclui, da base para o topo, os componentes segundo a ordem inversa de suas solubilidades: calcário ( unidades 2 e 6 ), gipsita ( unidades 3 e 5 ) e carnalita ( unidade 4 ). O pacote não apresenta estruturas de deformação e as litologias podem ser correlacionadas por suas continuidades laterais. Para isto, foram idealizados os poços I e II, e simuladas as curvas espectrométricas de raios- $\gamma$  e contagem total, SGR.

### 6.2.1 Respostas Dos Perfis Simulados

Os resultados obtidos na medida da radioatividade natural do modelo proposto encontram-se na Figura 6.5(a)-(d). Devido ao alto teor de potássio na carnalita ( litologia 3 ), um cloreto de cálcio e magnésio hidratado, acompanhado pelos baixíssimos teores relativos nas demais rochas químicas e detríticas, somente foi possível correlacionar essa primeira camada, de posse exclusiva das curvas de potássio, que apresentou um teor em torno de 13% em peso de K para a composição fornecida originalmente ( Figura 6.5(a) ).

Os perfis de Th, apesar do contraste de amplitude mais significativo ocorrer entre a rocha pelítica ( folhelho ) e o grupo de rochas químicas, são os únicos que permitem fazer uma correspondência com o modelo proposto, podendo-se individualizar as unidades e, portanto, correlacioná-las ( Figura 6.5(b) ). Os teores abaixo de 1 ppm apresentados pelo calcário ( unidades 2 e 6 ) e carnalita ( litologia 4 ) podem dar margem a uma ambiguidade que é prontamente desfeita se se faz uma associação com a análise descrita acima para potássio. Na prática, contudo, teores tão baixos não devem garantir se uma mesma unidade tem continuidade lateral, uma vez que ela deve apresentar variações nestas concentrações que se refletem nos registros de diferentes poços de uma mesma região, apesar do tório mostrar muito pouca mobilidade.

As curvas de urânio ( Figura 6.5(c) ) têm seus maiores valores relativos ao folhelho, cerca de 20 ppm, principalmente devido a associação com fosfato ( unidades 1 e 7 ). Entretanto, todo o pacote evaporítico ( o calcário incluído é considerado puro, de origem química ) apresenta contrastes de amplitudes desprezíveis entre si, levando à interpretação errônea de tratar-se de uma única litologia, a unidade "P" na Figura 6.5(c). A carnalita ( unidade 3 ) mostra o mais baixo valor de amplitude no intervalo a ela correspondente nos perfis de urânio ( teor de U praticamente nulo ).

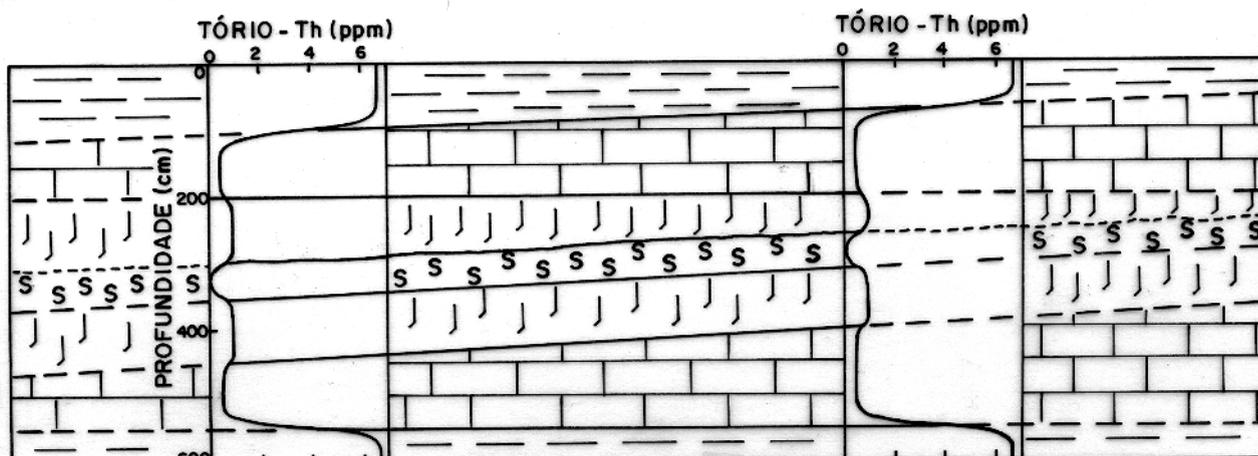
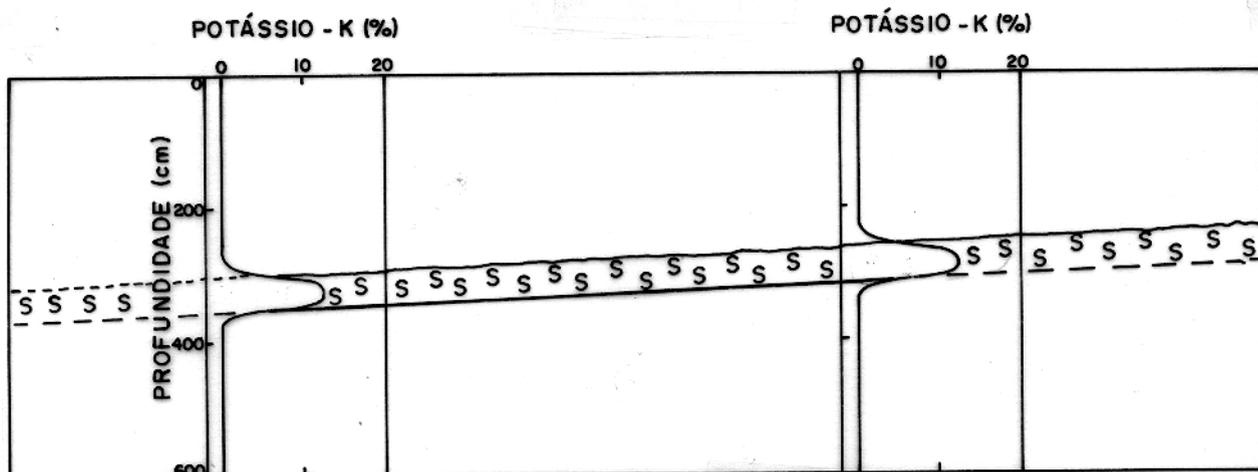
Neste caso, os perfis SGR apresentam duas desvantagens marcantes em relação à análise

global das curvas espectrométricas. Uma destas é não permitir distinção entre carnalita ( unidade 3 ) e folhelho ( unidades 1 e 7 ), uma vez que o conteúdo radioativo entre as duas litologias se equivale em torno de 200 API, definindo as regiões ambíguas entre si "A", "B" e "C" na Figura 6.5(d). Por motivo análogo, não há distinção também entre calcário e gipsita nos dois trechos onde originalmente elas ocorrem adjacentes entre si ( unidades 2 e 3, e unidades 3 e 5 ), sendo o conteúdo radioativo de ambas muito baixo ( regiões "P" e "Q" na Figura 6.5(d) ). Desta forma, distingui-se pelos perfis SGR, para o modelo proposto, apenas cinco horizontes dos sete originais, e apenas dois tipos litológicos, conforme pode-se observar comparando as figuras 6.4) e 6.5(d) .

Observa-se ainda na Figura 6.5(b) que, de posse da Tabela 3.7 e considerando-se o teor em K da litologia 4, em torno de 13 ppm, é possível identificar o mineral evaporítico, no caso carnalita, descontando-se o valor de sua porosidade teórica ( 10 % ).

No caso do calcário ( unidades 2 e 6 ), os baixos teores em Th e K confirmariam sua origem química e composição "pura", essencialmente constituída por calcita ( Figura 6.5(a)-(b) ). Paralelamente, a ausência de U sugere que o mesmo seria depositado em um ambiente oxidante, como observa SERRA (1982), ao contrário do que ocorre com o folhelho ( unidades 1 e 7 ) associado a fosfatos, e com altos teores de urânio. A razão Th/U < 2 % seria um critério para indicar a origem química do pacote de rochas 2 a 6 na Figura 6.4(c), o que corrobora com SERRA (1990), conforme a Figura 5.1 .

A Figura 6.6 representa os perfis de densidade (  $\rho_b$  ), porosidade (  $\phi_n, \phi_d$  ) e índice fotoelétrico (  $Pe$  ) para o primeiro poço do modelo II. 4, representa a carnalita com baixa densidade e, conseqüentemente, alto valor de  $\phi_d$ . 3 e 5 representam a gipsita que, devido ao índice de hidrogênio, apresenta os maiores valores de  $\phi_n$ .



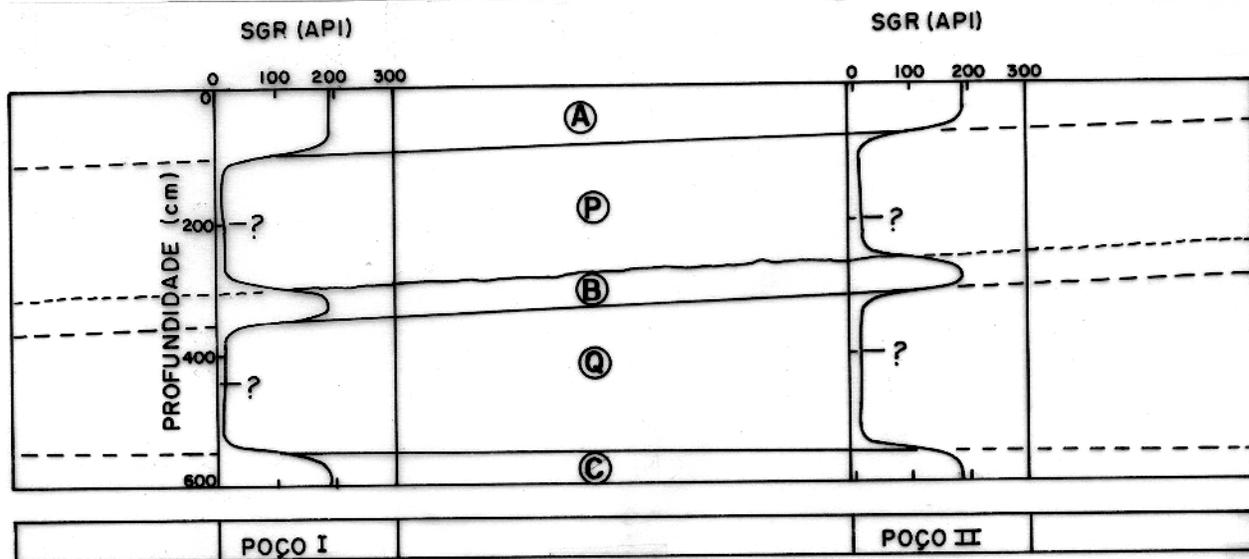
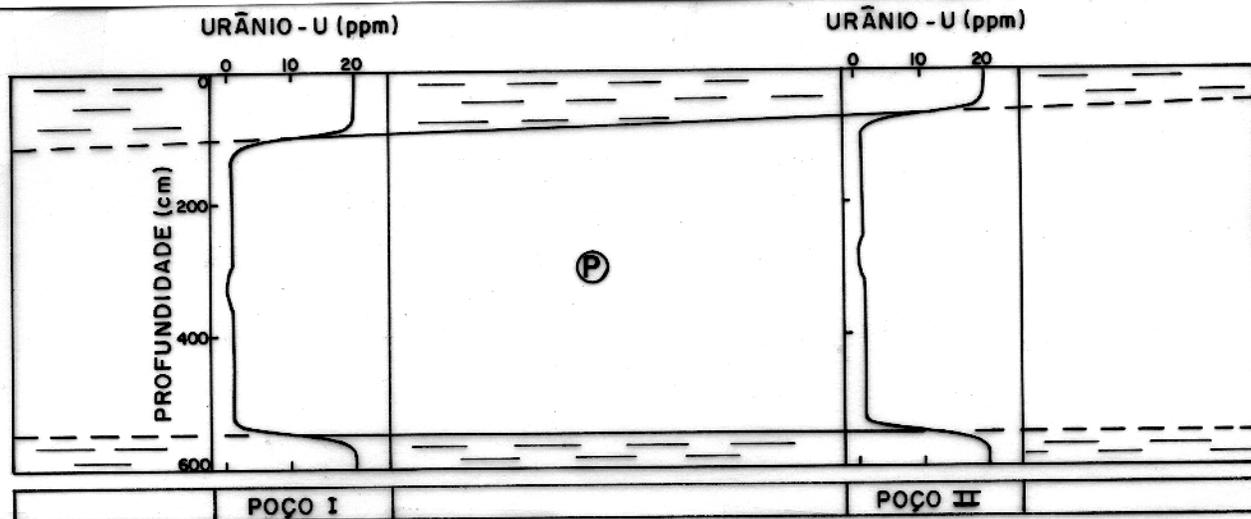


Figura 6.5 - Respostas simuladas da sonda NGS para o modelo II.

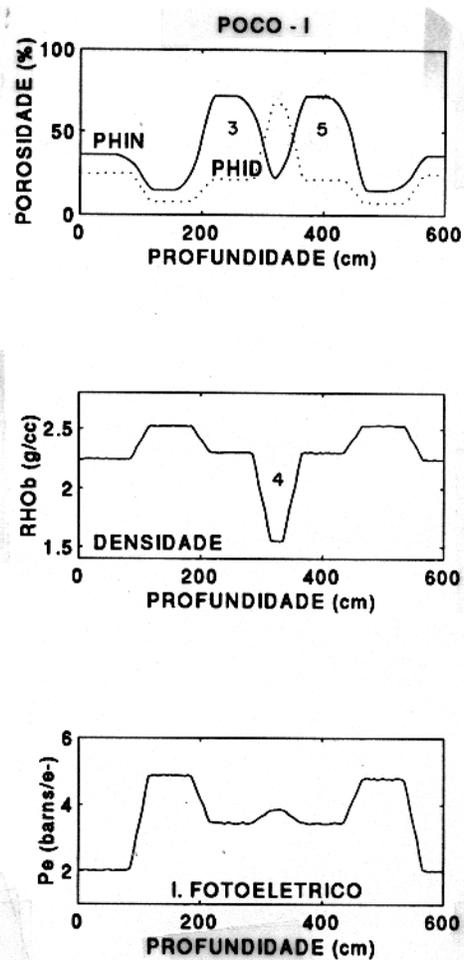
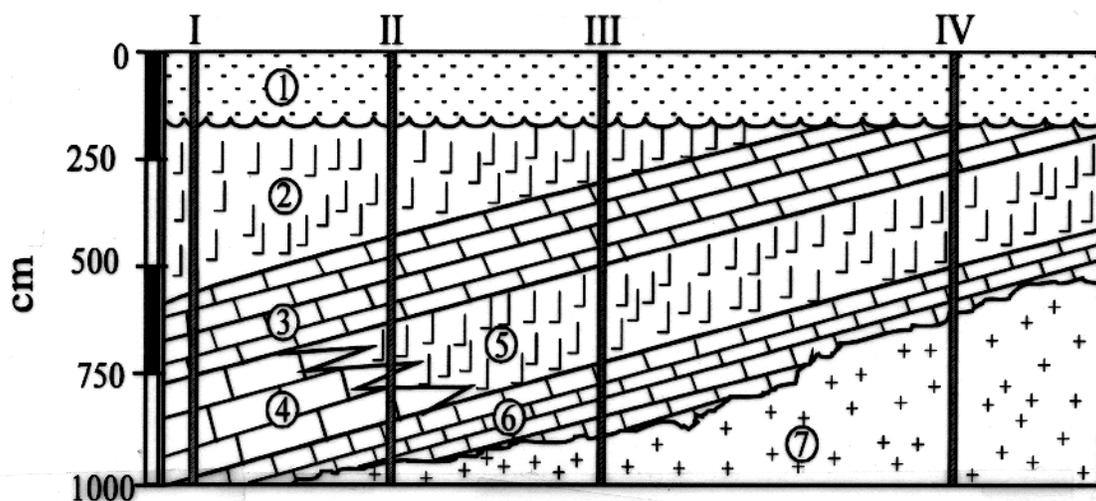


Figura 6.6 - Respostas simuladas da sonda CNL e LDT relativas ao poço I, modelo II.

## 6.3 MODELO - III



## LEGENDA

## COMPOSIÇÕES MINERALÓGICAS E FRAÇÕES VOLUMÉTRICAS (%)

①		QUARTZO..... 21.00 CALCITA..... 2.00 CAOLINITA..... 6.00 K-FELDSPATO..... 28.00 MUSCOVITA..... 2.00 ILITA..... 15.00 FOSFATO..... 0.50 ÁGUA..... 25.50
	FOLHELHO	
②		ANIDRITA..... 90.00 ÁGUA..... 10.00
⑤		
	EVAPORITO	
③		CALCITA..... 52.00 DOLOMITA..... 30.00 FOSFATO..... 3.50 ÁGUA..... 14.50
⑥		
	CALCÁRIO DOLOMÍTICO	
④		CALCITA..... 85.00 ÁGUA..... 15.00
	CALCÁRIO	
⑦		QUARTZO..... 50.00 MUSCOVITA..... 14.00 BIOTITA..... 4.00 K-FELDSPATO..... 27.00 ÁGUA..... 5.00
	EMBASAMENTO	

Figura 6.7 - Modelo geológico - III perfurado pelos poços I, II III e IV.

O modelo da Figura 6.7 foi baseado no reservatório carbonático de *Steelman Trend*, ( JARDINE & WILSHART, 1987 ). Para propósitos deste trabalho, as fácies carbonáticas originais, carbonato algal oolítico e carbonato esquelético, foram substituídas respectivamente pelas fácies 3 e 4. A primeira um calcário dolomítico com presença de fosfato ( portanto rico em urânio ), e a outra um carbonato teoricamente puro formado por precipitação química, simulando assim uma variação lateral de condições ambientais neste horizonte ( passando de redutor a oxidante ).

A camada 1 representa um folhelho que trunca as rochas químicas sotopostas através de uma inconformidade, sendo que as litologias 2 e 3 tratam-se de evaporitos ( ambas, anidrita). Para o substrato foi idealizada uma rocha cristalina basicamente composta por quartzo, K-feldspato e micas.

Deve-se ressaltar que apesar do arcabouço estratigráfico e rochas sedimentares se basearem no reservatório citado acima, a composição mineralógica com as respectivas frações volumétricas, e porosidades, são todas hipotéticas.

### 6.3.1 Respostas Dos Perfis Simulados

Os resultados para os perfis de potássio ( K ), tório ( Th ), Urânio ( U ) e contagem total ( SGR ) são mostrados nas Figuras 6.9 e 6.10 . Os demais perfis nucleares para o primeiro poço encontram-se na Figura 6.8 (  $\phi_n$ ,  $\phi_d$  e Pe ).

As curvas de potássio permitiram separar apenas três amplitudes visualmente distintas, uma vez que o contraste de teores correspondentes a anidrita e às fácies carbonáticas foi desprezível, ambas com concentrações próximas a zero por cento em K ( Figura 6.9(a) ). O folhelho ( unidade 1 ) respondeu por 5 % K, enquanto a rocha caracterizando o embasamento registra cerca de 7 % K. A região "P" na Figura 6.9(a), define as unidades que não são distinguidas entre si através destes perfis ( camadas 2 a 6 ).

Os perfis de tório apresentaram contrastes razoáveis entre as litologias propostas, permitindo "reconstituir" de forma até certo ponto coerente o modelo proposto. Para o poço II, a curva de Th foi a que melhor permitiu inferir o contato gradativo por interdigitação entre o carbonato ( fácies 4 ) e a anidrita ( fácies 5 ), levando-se em conta a pequena espessura destas litologias neste trecho ( Figura 6.9(b) ).

Os perfis de urânio foram os que apresentaram maiores contrastes de teores, variando desde traços na anidrita, até cerca de 13 ppm na fácies carbonato ( unidade 3 ). Se por um lado este fato permite "reconstituir" o modelo proposto, não evidencia, entretanto, o contato

entre as fácies 4 e 5 no poço II ( que corresponderiam à unidade "Q" na Figura 6.10(a) ), com a mesma eficiência que as curvas de Tório.

Os perfis SGR, contagem total, também mostram bons contrastes de amplitudes entre certas litologias mas, sem outras informações a priori, permitem fazer interpretações ambíguas, uma vez que o contraste entre folhelho ( unidade 1 ), carbonato ( unidade 3 ) e embasamento ( unidade 7 ) praticamente inexiste, todas na faixa de 112 graus API. Assim, ficam evidentes apenas duas unidades distintas, sendo que uma delas equivale a anidrita, e a outra incluiria quaisquer das litologias citadas acima, correspondendo às regiões "A", "B" e "C" na Figura 6.10(b). Pode-se perceber sutilmente nesta Figura, a variação lateral devida ao contato entre as fácies 4 e 5 ( Compare com a Figura 6.7 ).

Do exposto acima, conclui-se que as curvas de tório mostram-se as mais eficazes para efeitos de correlação do modelo proposto, lembrando mais uma vez que "o urânio apresenta alta mobilidade em solução e grande dependência das condições físico-químicas locais" ( HASSAN *et al.*, 1975 ), o que torna pouco provável a ocorrência de teores constantes deste elemento por uma área mais extensa, como no caso da Figura 6.10(a).

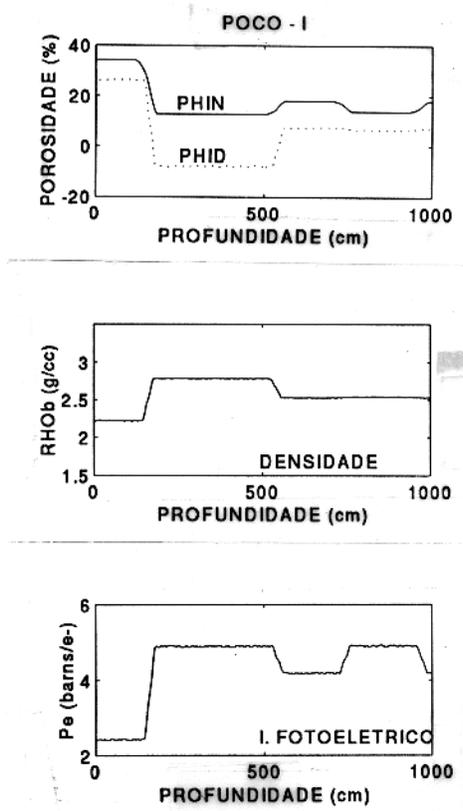


Figura 6.8 - Respostas simuladas da sonda CNL e LDT relativas ao poço I, modelo III

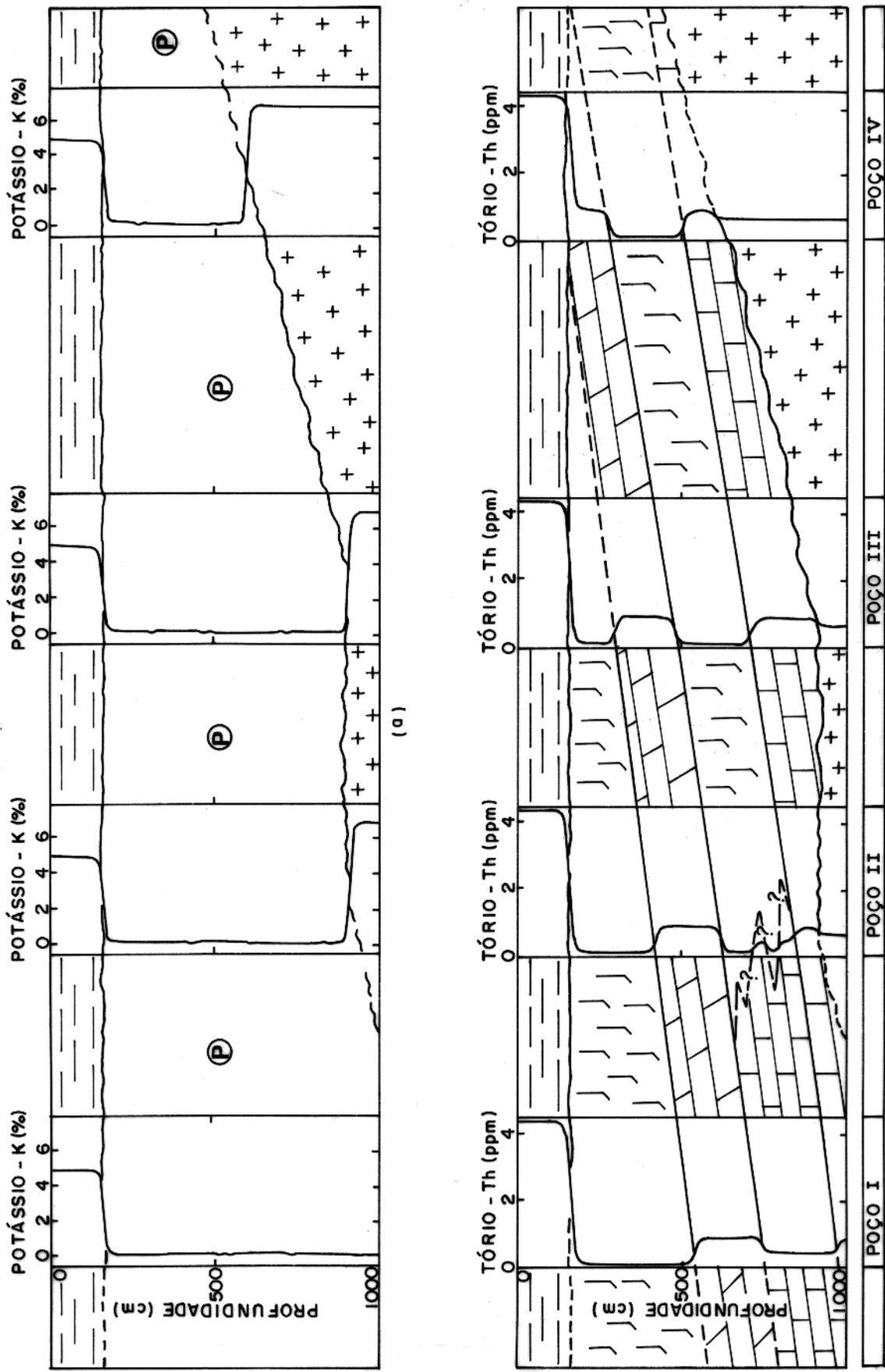


Figura 6.9 - Respostas simuladas da sonda NGS para o modelo III. Perfis de Potássio e Tório.

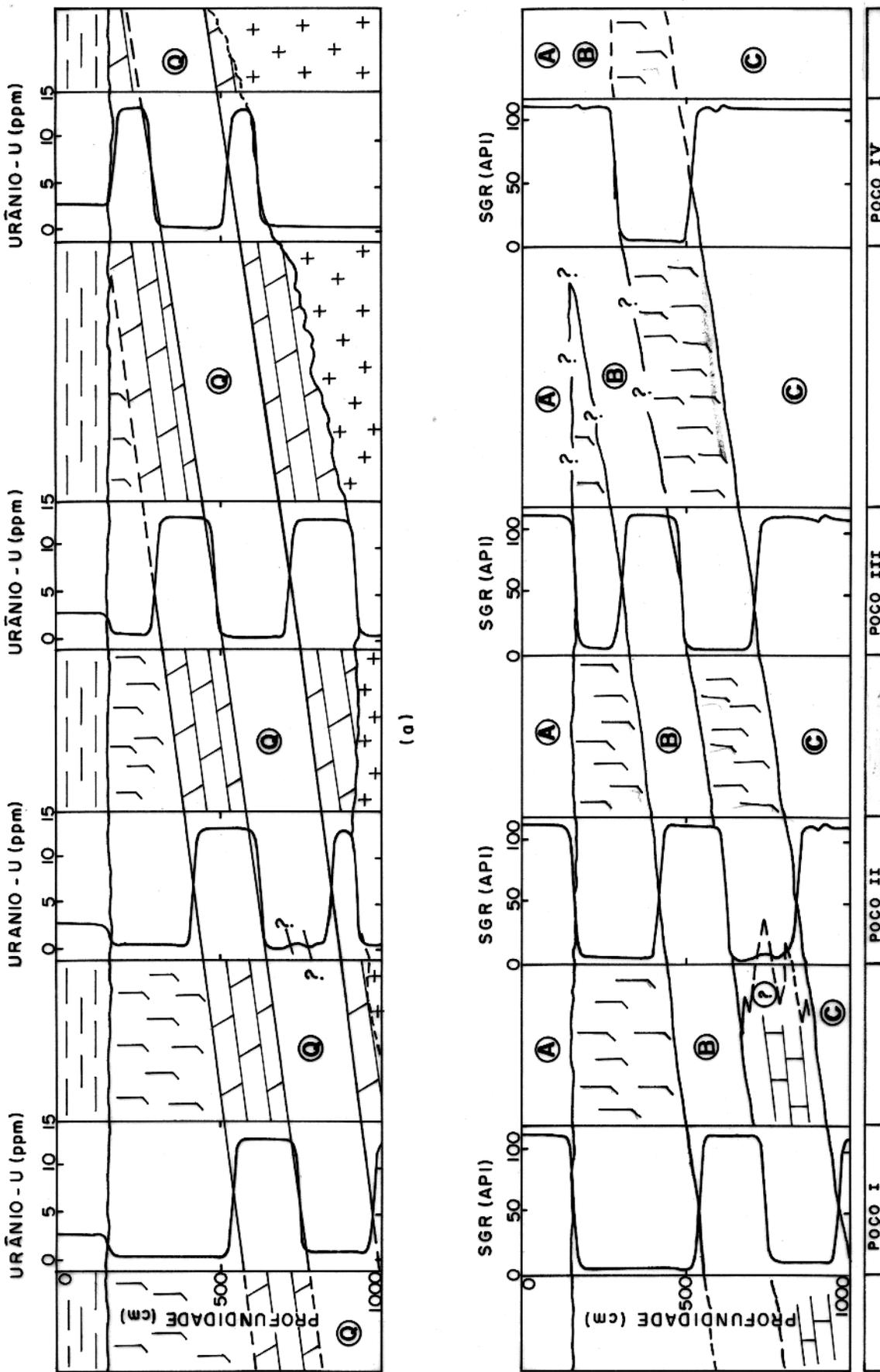
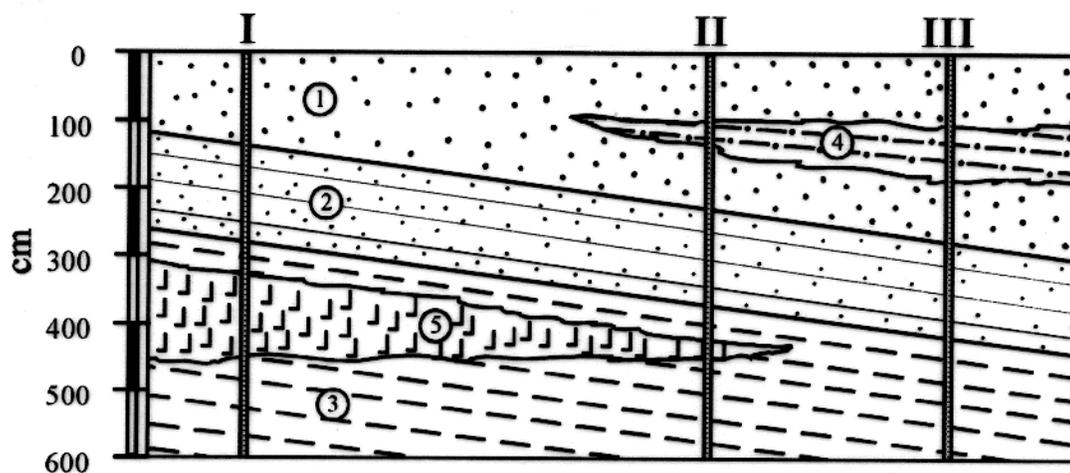


Figura 6.10 - Respostas simuladas da sonda NGS para o modelo III. Perfis de Urânio e Contagem Total.

## 6.4 MODELO - IV



## LEGENDA

## MINERALOGIA E FRAÇÕES VOLUMÉTRICAS (%)

①		GRAUVACA	K-FELDSPATO..... 30.00 QUARTZO..... 25.00 MUSCOVITA..... 20.00 ILITA..... 5.00 BIOTITA..... 5.00 ÁGUA..... 15.00
②		ARENITO	QUARTZO..... 70.00 MUSCOVITA..... 2.00 CALCITA..... 3.00 ÁGUA..... 25.00
③		FOLHELHO	MONTMORILONITA..... 30.00 ILITA..... 28.00 QUARTZO..... 9.00 CLORITA..... 8.00 ÁGUA..... 25.00
④		SILTITO	QUARTZO..... 25.00 FELDSPATO..... 23.00 CALCITA..... 5.00 MUSCOVITA..... 5.00 MONTMORILONITA..... 5.00 ILITA..... 5.00 BIOTITA..... 2.00 ZIRCONITA..... 0.10 ÁGUA..... 29.90
⑤		EVAPORITO	POLILTALITA..... 85.00 ÁGUA..... 15.00

Figura 6.11 - Modelo geológico - IV perfilado pelos poços I, II e III

A Figura 6.11 mostra um perfil litológico composto por uma simples sequência de rochas detríticas, cuja granulometria diminui em profundidade, e inclui ainda lentes de siltito e evaporito.

A imaturidade textural da unidade 1, grauvasca, é refletida pela riqueza em feldspato e micas. Esta unidade sobrepõe-se a um arenito maturo ( unidade 2 ) constituído quase que exclusivamente por grãos de quartzo. Sotoposto ao arenito, ocorre um folhelho marinho ( unidade 3 ) constituído basicamente por flossilicatos e com baixos teores de quartzo.

Um siltito, representado como unidade 4, ocorre como lente em meio à grauvasca e constitui-se de quartzo, micas, K-feldspato e argilas, além de calcita e traços de Zircão. A lente de polihalita ( unidade 5 ) é a única litologia de origem química presente, e ocorre em meio ao folhelho citado acima.

#### 6.4.1 Respostas Dos Perfis Simulados

As respostas simuladas para os perfis gama espectrométricos são mostradas na Figura 6.12(a)-(d). As curvas de potássio e tório em conjunto permitiram definir todas as unidades do modelo original, de tal forma que foi possível "reconstituí-lo" satisfatoriamente. Se por um lado a interface entre as unidades "B" e "C" na Figura 6.12(a) não é muito evidente, devido ao pequeno contraste de teores em K, o mesmo não ocorre para as curvas de tório neste trecho ( Figura 6.12(b) ), que implica num contraste em torno de 10 ppm entre o que seria respectivamente o folhelho ( unidade 3 ) e o arenito ( unidade 2 ). Raciocínio semelhante pode ser feito para as unidades "A" e "B", que corresponderiam respectivamente à grauvasca ( 1 ) e arenito ( 2 ), cuja interface, agora, é bem evidente para as curvas de potássio em alternativa às de tório, de maneira que estes perfis se completam.

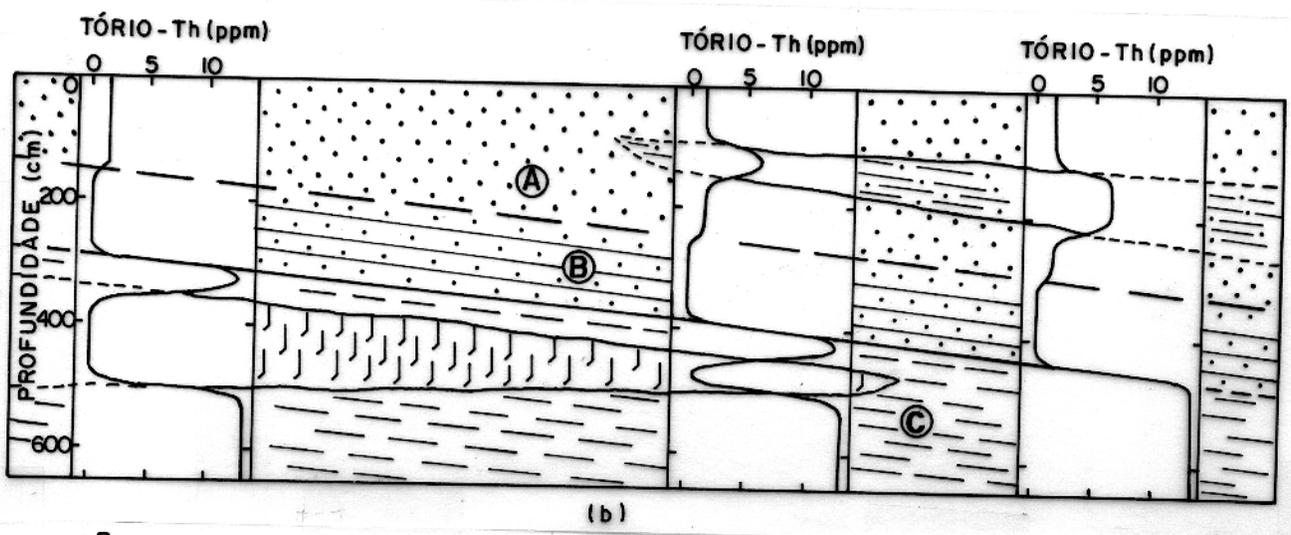
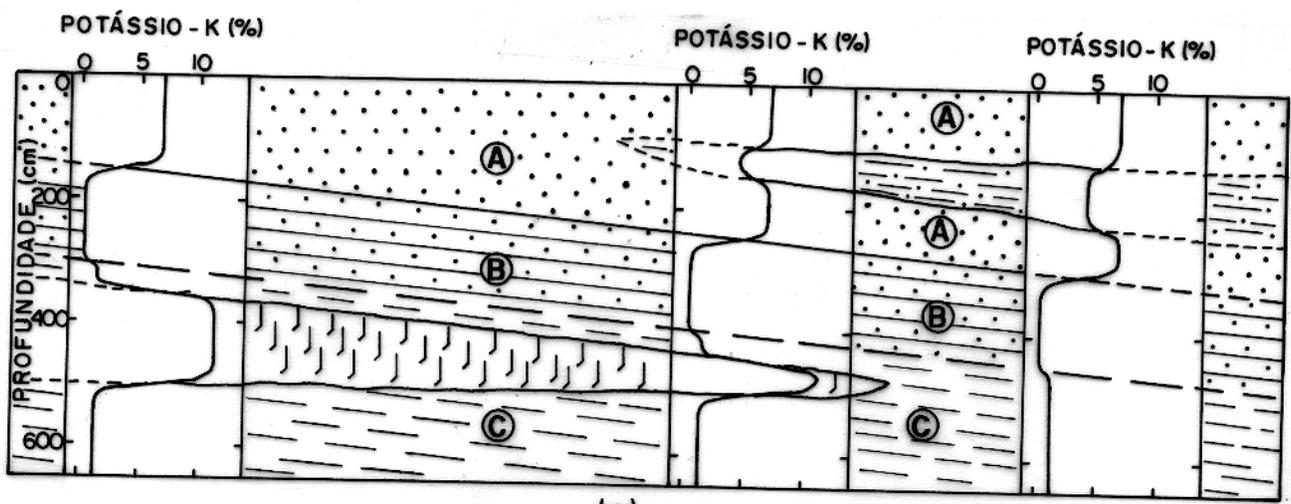
Dos três radioisótopos, o urânio foi o menos eficaz para definir o contato entre as litologias 1 e 2 da Figura 6.11, que correspondem respectivamente às unidades ambíguas "A" e "B" na Figura 6.12(c), pois a diferença de amplitudes neste trecho é muito pequena, e na prática poderia ser atribuída, por exemplo, a ruídos, sem dizer ainda a restrição do uso deste elemento para correlação entre poços, como vem sendo enfatizado neste trabalho, em consequência de sua grande mobilidade. Entretanto, as respostas simuladas para urânio relativas às outras litologias do modelo proposto foram suficientes para identificá-las ( Figura 6.12(c) ).

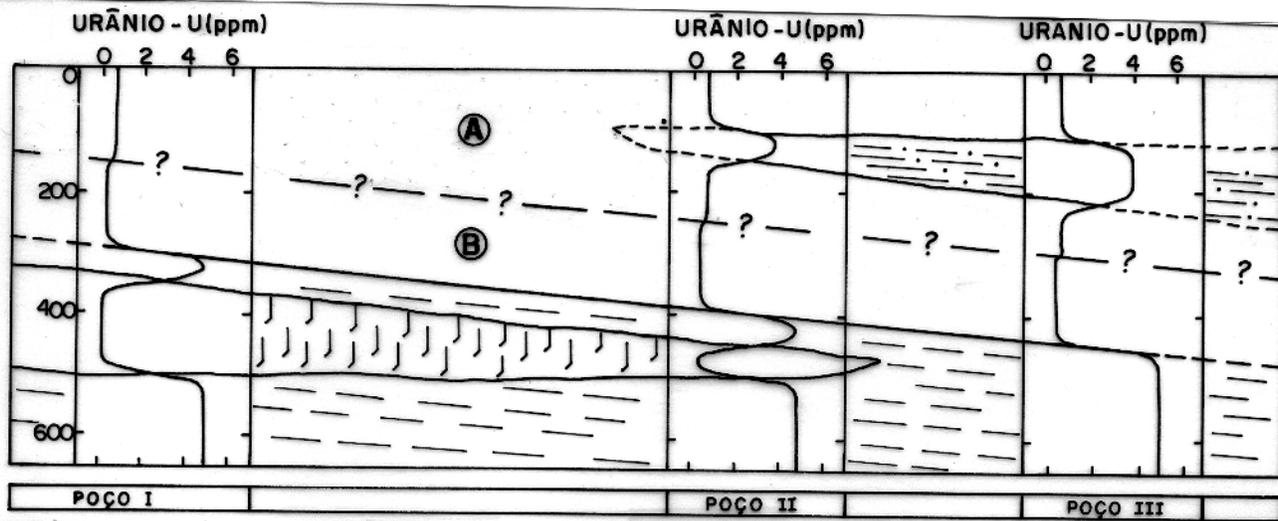
Observando as simulações para os perfis SGR e comparando-as com o modelo geológico proposto, verifica-se que na unidade "P" da Figura 6.12(d), que corresponderia à grauvasca (1), não ocorre um contraste de amplitudes nos poços I e II de forma a permitir identificar a lente de siltito ( 4 ). Além disto, seu valor API praticamente se identifica com o valor API

da unidade "Q" ( que corresponderia ao folhelho ) pouco acima de 100 ppm, agravando o problema de ambiguidade caso se fizesse uso exclusivo apenas da contagem radioativa total.

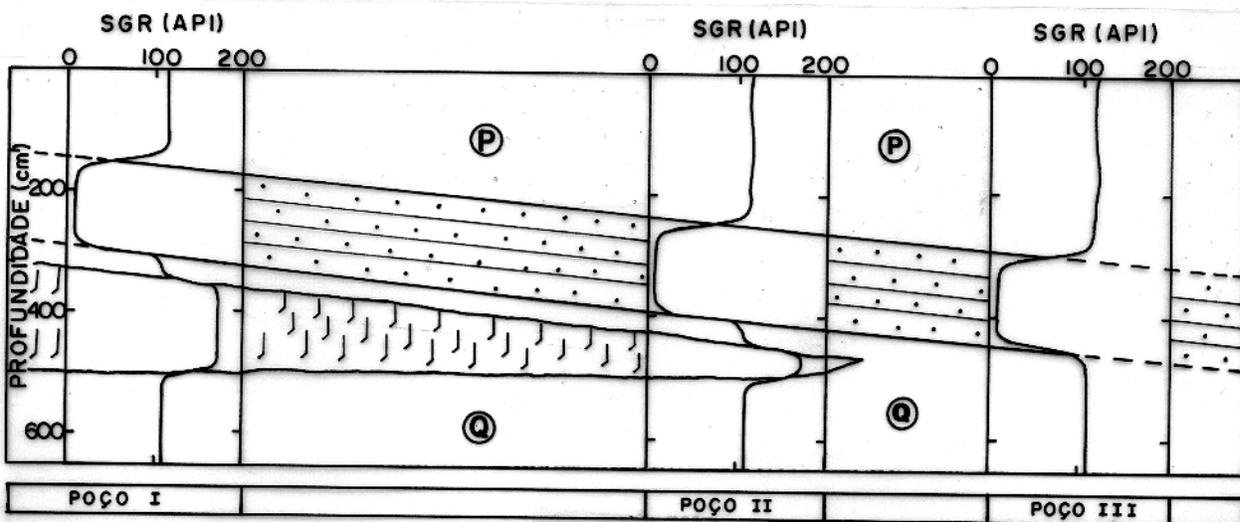
Ainda que, por definição, considera-se a unidade 1 do modelo original ( grauvaça ) texturalmente imatura, pela abundância em feldspatos e micas, uma observação pertinente pode ser feita conforme SERRA (1982), na qual muito frequentemente uma mistura de vários tipos de minerais radioativos ( feldspatos, micas, argilas ou mais de dois tipos de argilas ) ocorrendo ao mesmo tempo em determinado sedimento, tornam as relações entre a razão Th/K e a maturidade textural não muito válidas para se obter esta informação exclusivamente a partir das curvas Th e K. Este procedimento seria válido se não mais que dois minerais radioativos estivessem presentes, ou então pela combinação dos perfis espectrométricos com as respostas de demais ferramentas, como Pe,  $\rho_b$  e outras (SERRA, 1982 ).

A Figura 6.13 mostra as respostas simuladas para porosidade (  $\phi_n$  e  $\phi_d$  ), densidade (  $\rho_b$  ) e índice fotoelétrico ( Pe ) relativas ao poço II da Figura 6.11, que atravessa todas as litologias propostas.





(c)



(d)

Figura 6.12 - Respostas simuladas da sonda NGS para o modelo IV.

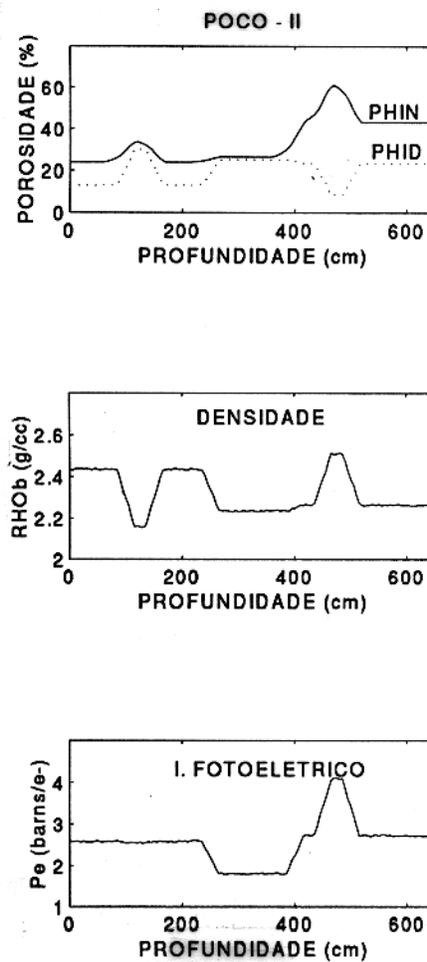
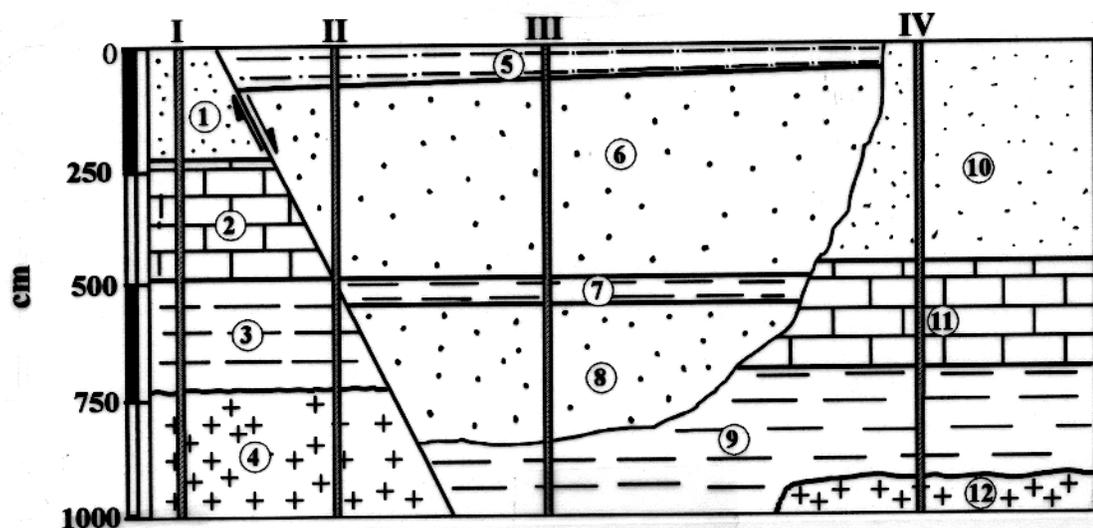


Figura 6.13 - Respostas simuladas das sondas CNL e LDT relativas ao poço II, modelo IV.

## 6.5 MODELO - V



LEGENDA

## COMPOSIÇÕES MINERALÓGICAS E FRAÇÕES VOLUMÉTRICAS (%)

① e ⑩		ARENITO	QUARTZO .....	75.00
			K-FELDSPATO .....	5.00
			CALCITA .....	2.00
			ÁGUA .....	18.00
② e ⑪		CALCÁRIO	CALCITA .....	73.00
			DOLOMITA .....	9.00
			QUARTZO .....	4.00
			FOSFATO .....	0.25
			ÁGUA.....	13.75
③ e ⑨		FOLHELHO	ILITA .....	62.00
			QUARTZO .....	8.00
			MONTMORILONITA.....	4.00
			CALCITA .....	4.00
			ÁGUA .....	22.00
④ e ⑫		EMBASAMENTO (MICA-XISTO)	QUARTZO .....	43.00
			K-FELDSPATO .....	25.00
			MUSCOVITA .....	20.00
			BIOTITA .....	7.00
			ÁGUA .....	5.00
⑤ e ⑦		SILTITO	QUARTZO .....	22.00
			CAOLINITA .....	22.00
			K-FELDSPATO .....	15.00
			MUSCOVITA .....	11.00
			ZIRCÃO .....	0.07
			ÁGUA .....	5.00
⑥ e ⑧		ARENITO	QUARTZO .....	60.00
			K-FELDSPATO .....	15.00
			MUSCOVITA .....	5.00
			ÁGUA .....	20.00

Figura 6.14 - Modelo geológico - V perfilado pelos poços I, II, III e V.

Analisa-se a seguir as respostas simuladas da sonda NGS para um modelo geológico mais complexo, como encontra-se representado na Figura 6.14 . Este modelo hipotético é modificado de um exemplo de WEBER (1985), que estuda a influência de diversas heterogeneidades na recuperação de óleo em reservatórios, e mostra um canal fluvial preenchido por sedimentos detríticos, formado em uma região constituída por sedimentos químicos e detríticos mais antigos, cortada por um falhamento normal. O canal encontra-se no bloco deprimido, sendo que uma de suas bordas coincide com o plano de falha. As composições mineralógicas das litologias acompanham a configuração geológica da Figura 6.14 .

### 6.5.1 Respostas Dos Perfis Simulados

Os perfis simulados de K, Th, U e SGR para o modelo proposto são mostrados nas Figuras 6.15 e 6.16 . As respostas para potássio estão representadas na Figura 6.15(a). A região definida pelos trechos "A<sub>1</sub>" entre os poços I e II, "B<sub>1</sub> - C<sub>1</sub>" entre os poços II e III, e "B<sub>2</sub> - C<sub>2</sub>" entre os poços III e IV, dá origem a uma ambiguidade, quando se compara com o modelo original, por responder a teores quase equivalentes de K. De fato, os trechos "B<sub>1</sub>" e "B<sub>2</sub>" correspondem a uma mesma litologia da Figura 6.14., camadas de arenito ( 6 e 8 ) preenchendo o canal fluvial, sendo que "A<sub>1</sub>" corresponde à camada de folhelho ( 3 ) e "C<sub>1</sub> - C<sub>2</sub>" a regiões onde há presença destas duas litologias ( camadas 8 e 9 ), entre as quais o contato é praticamente imperceptível. Assim, a região considerada poderia corresponder à quaisquer das duas litologias citadas.

Separadamente, em cada poço, o contraste de teores foi negligível somente entre os trechos "B<sub>1</sub> - C<sub>1</sub>" e a área que corresponde ao material preenchendo a falha no poço II, além do ponto que corresponde ao que seria o contato entre folhelho e arenito no poço III, como citado acima.

De forma análoga, porém mais complexa, as curvas de tório ( Figura 6.15(b) ) para as composições mineralógicas dadas também originaram regiões ambíguas definidas pelos trechos "E - H<sub>1</sub>" entre os poços I e II, "F - I" entre os poços II e III, e "G - H<sub>2</sub>" entre os poços III e IV, todos resultantes dos baixos e equivalentes teores de Th para as unidades litológicas originais deste caso, ( arenito - 1 e 10, calcário - 2 e 11, arenito - 6 e 8, e embasamento - 4 e 13 ).

Portanto, torna-se inconveniente distinguir litologias tanto dentro de um mesmo trecho citado acima, quanto entre cada um deles, se comparados entre si. Para o modelo como um todo, foi possível identificar pelas curvas de Th apenas as unidades correspondentes ao folhelho ( 3 e 12 ) e siltito ( 5 e 7 ).

As curvas para urânio também apresentam ambiguidades para este caso, mas foram aquelas que melhor permitiram retirar informações coerentes com o modelo original. As litologias correspondentes às camadas de calcário ( 2 e 11 ), folhelho ( 3 e 9 ) e siltito ( 5 e 7 ) podem ser identificadas conforme mostra a Figura 6.16a . Os trechos "K -  $N_1$ " entre os poços I e II, "L - O" entre os poços II e III, e "M -  $N_2$  - P" entre os poços III e IV, formam as regiões cujos teores de U são coincidentes, não permitindo separar entre si as unidades correspondentes.

Os carbonatos representados pelas camadas 2 e 11 são considerados geneticamente a mesma litologia. Entretanto, mostra-se um enriquecimento diferencial em urânio, com teor mais elevado na primeira, com o propósito de ilustrar uma possível migração deste elemento a partir da falha para a camada 2, através do fluxo de sais de urânio em solução.

As curvas para contagem total ( SGR ) são mostradas na Figura 6.16(b). As ambiguidades surgem tanto vertical como lateralmente. No poço I, o contraste entre o que corresponderia às litologias 3 e 4 é desprezível. O mesmo ocorre em relação às respostas destas litologias juntamente com aquela que corresponderia ao siltito ( 5 e 7 ) no poço II, ou deste mesmo siltito e o que corresponderia ao folhelho ( 9 ) no poço III. São ambíguas, ainda, as respostas para folhelho ( 9 ) e embasamento ( 12 ) no poço IV ( Figura 6.16(b) ).

Isto faz com que, lateralmente, se equivalam em graus API os trechos "I" e "J" respectivamente entre os poços I a II, e III a IV, além dos trechos " $R_1$ " a " $R_3$ " juntamente com " $S_1$ " e " $S_2$ " na região entre os poços I a IV. Desta forma, tem-se uma complexa trama de ambiguidades que torna difícil interpretar os resultados conforme o modelo proposto.

Portanto, analisando-se conjuntamente os resultados para K, Th, e U, as informações são mais consistentes do que para SGR por si só, como pode-se verificar pelas litologias definidas em cada sub-modelo.

A presença das discontinuidades só pôde ser conjecturada pelo truncamento das unidades em relação às suas continuidades laterais e, no caso da falha, pela resposta ( caracterizada por um pico ) à profundidade de 500 cm no poço II devido ao conteúdo em urânio do material que a preenche, sendo que este elemento pode ser utilizado como indicador de estruturas afins, conforme SERRA (1984) e FERTL (1979).

Lembra-se em tempo que estamos, neste trabalho, amarrando as respostas simuladas ao modelo original correspondente, e que outras interpretações quanto às demais possibilidades de disposição de camadas e estruturas estão descartadas. Neste caso, entretanto, mesmo que extrapolado, o termo "reconstituição" do modelo original apenas pelo método aqui adotado, é bastante inadequado dada a sua grande complexidade. A Figura 6.17 mostra as respostas das sondas CNL e LDT para os poços II e III do modelo estudado.

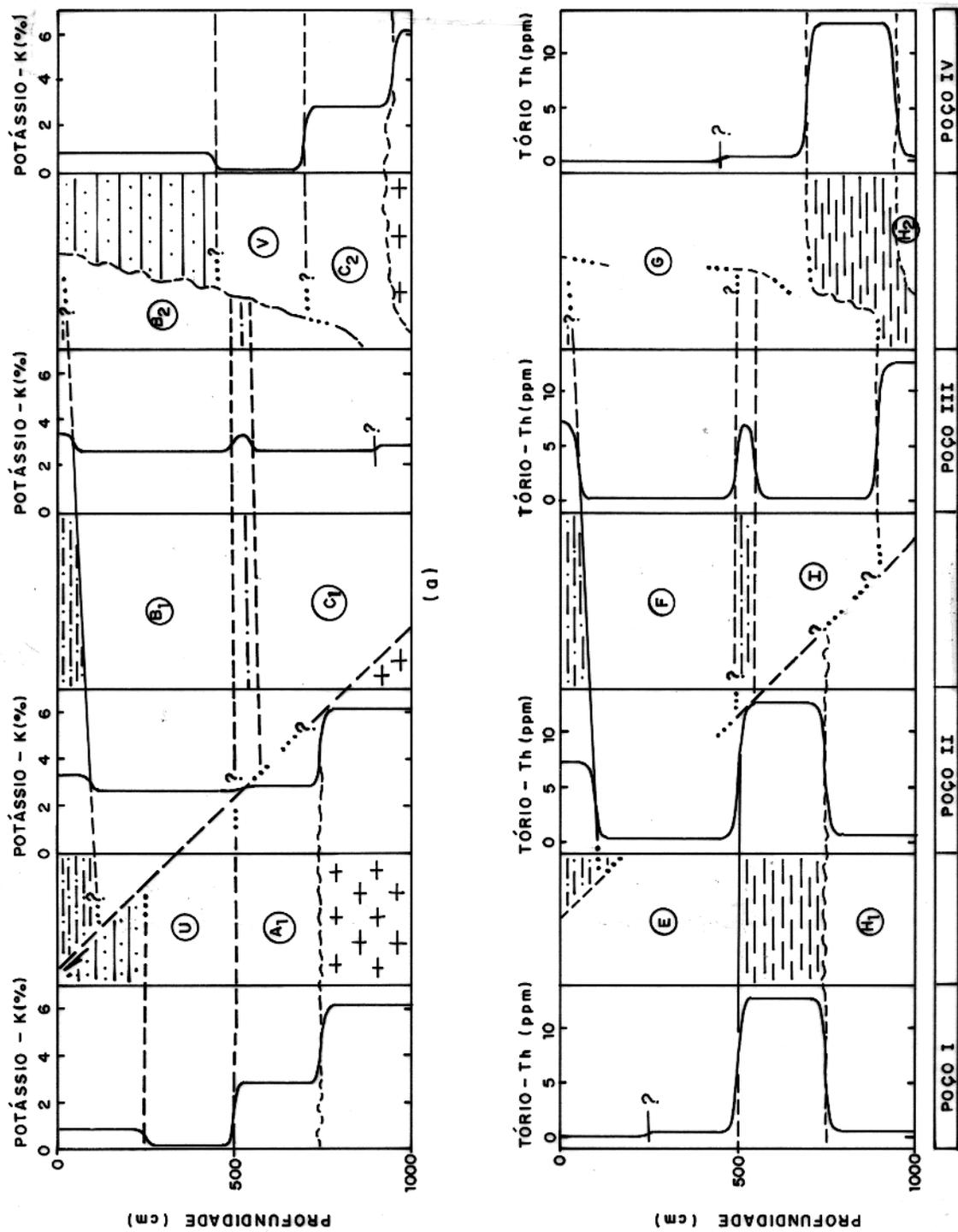


Figura 6.15 - Respostas simuladas da sonda NGS para o modelo V. Perfis de Potássio e Tório.

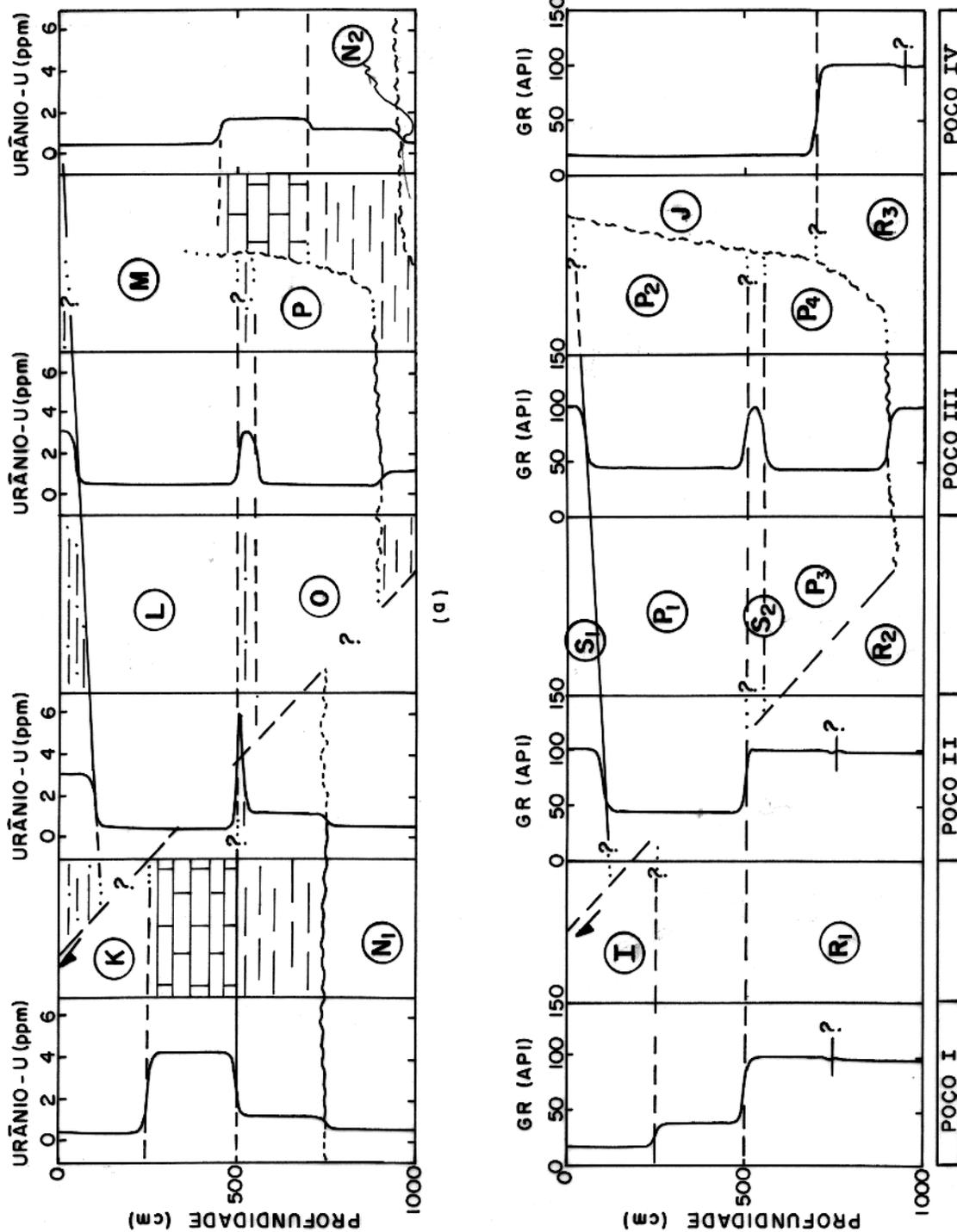


Figura 6.16 - Respostas simuladas da sonda NGS para o modelo V. Perfis de Urânio e Contagem Total.

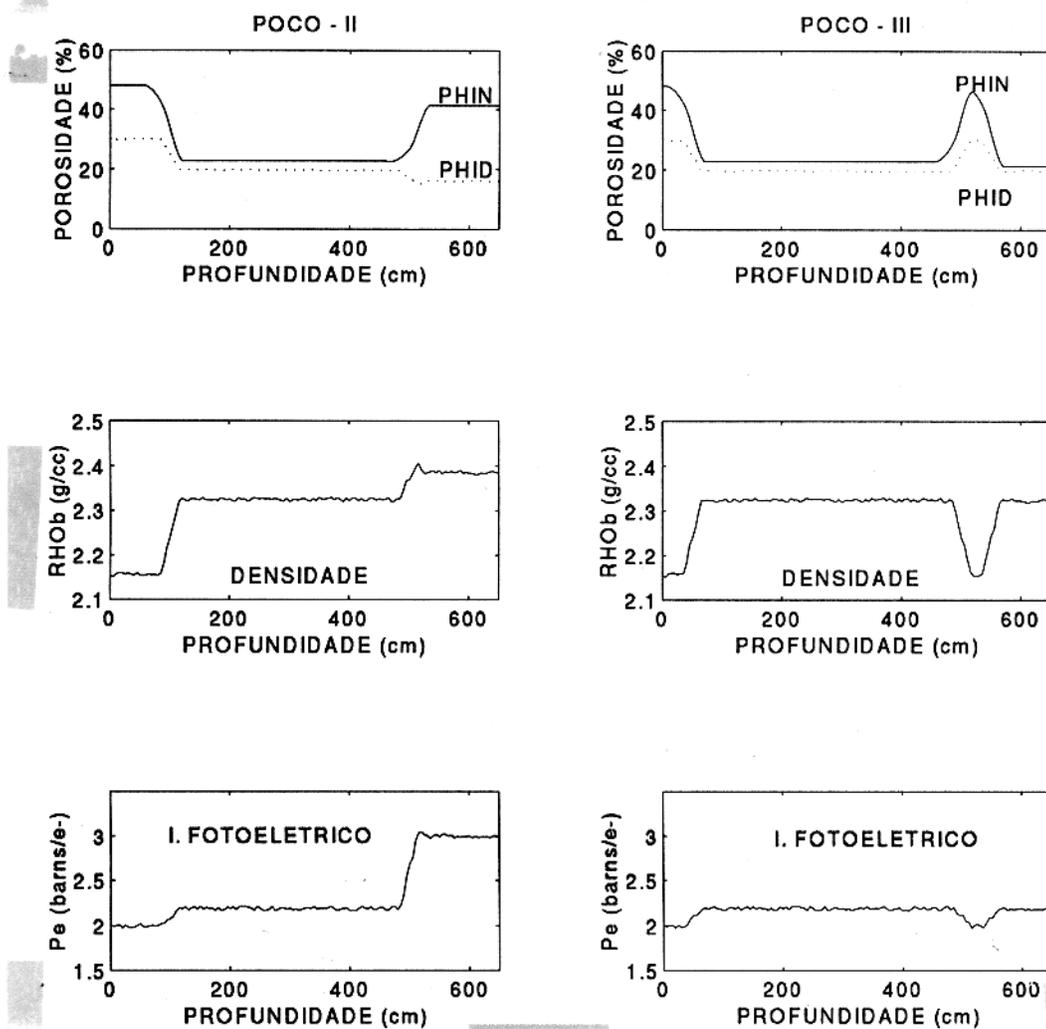


Figura 6.17 - Respostas simuladas das sondas CNL e LDT relativas aos poços I e II, modelo V.

## 6.6 AMBIENTE ARENITO - FOLHELHO

Nos dois modelos a seguir, as litologias utilizadas restringem-se à séries arenito - folhelho, com o propósito de ilustrar o procedimento descrito na seção 1.2.5, baseado em ELPHICK (1987), segundo o qual o volume de folhelho ( $V_{sh}$ ) permite indicar para cada unidade a influência do conteúdo em argilas nos parâmetros densidade e índice fotoelétrico, de forma que as diferenças  $\rho_g - \rho_m$  (densidade da porção sólida da rocha, subtraída da densidade da porção sólida não incluindo argilas), e  $U_g - U_m$  (idem, para índice fotoelétrico), devem permitir separar qualitativamente as litologias quando plotadas simultaneamente em função da profundidade dentro do trecho considerado.

Devido ao uso neste procedimento da contagem total de raios gama (GR) como um dos indicadores no cálculo do volume de folhelho (indicador  $I_g$ , o outro indicador corresponde a  $I_x$  a partir das ferramentas simuladas CNL/ LDT - vide seção 1.2.5), a presença de demais minerais radioativos, que não as argilas, ou litologias radioativas por si só como os evaporitos potássicos, forneceria um volume de folhelho incoerente com a realidade, ou seja, poder-se-ia por exemplo encontrar um valor de  $V_{sh}$  devido à presença de zircão em determinado arenito, ou devido a um nível de silvita (evaporito).

Portanto, como é parte do objetivo apenas ilustrar a utilização deste procedimento para confirmar as correlações efetivadas pelas curvas simuladas da ferramenta NGS (com certas limitações ao urânio), adota-se aqui o ambiente arenito - folhelho no qual o termo *folhelho* se restringe neste caso a flossilicatos de dimensão argila ( $< 6.0 \times 10^{-3}$  mm), conforme a definição de ELPHICK (1987), e tanto constituem as rochas homônimas, quanto podem também significar os argilo - minerais compondo os arenitos ou siltitos.

## 6.6.1 Modelo - VI

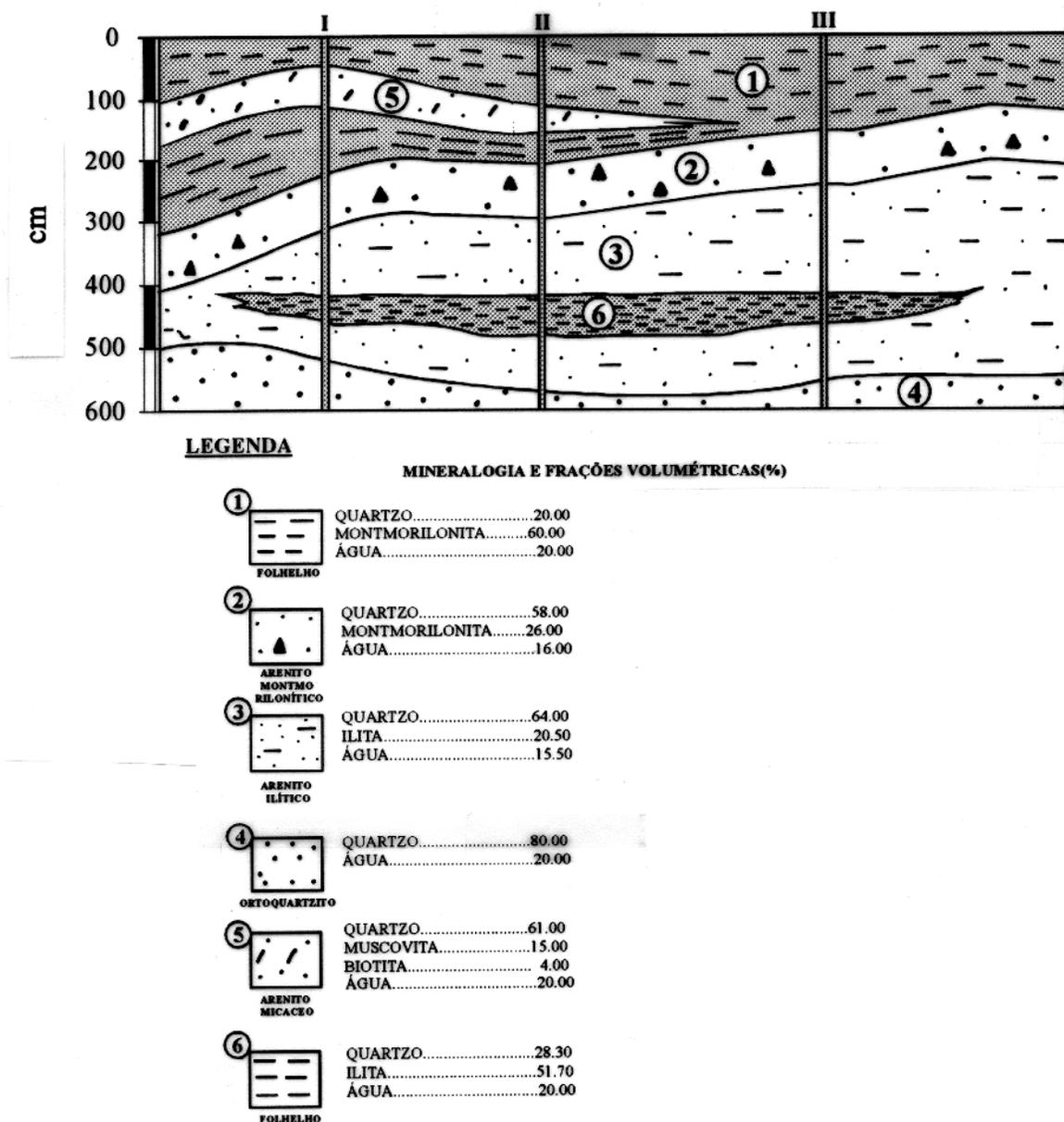


Figura 6.18 - Modelo geológico - VI perfurado pelos poços I, II e III

A Figura 6.18 representa um modelo geológico em que uma camada de folhelho ( litologia 1 ) encontra-se sobreposto a uma sequência de arenitos argilosos ( camadas 2, 3 e 4 ). No folhelho, composto por montmorilonita e quartzo, ocorre uma lente de arenito micáceo representado pela litologia 5. A camada 2 trata-se de um arenito montmorilonítico e sobrepõe-se a outro ílítico ( camada 3 ), sendo que neste ocorre uma lente de folhelho ( unidade 6 ) também ílítico. Fechando a sequência, ocorre um arenito idealmente puro ( camada 4 ).

#### 6.6.1.1 Respostas Dos Perfis Simulados

As Figuras 6.19 e 6.20 mostram as respostas simuladas da ferramenta NGS para o modelo proposto.

Os contrastes de amplitude na Figura 6.19(a) permitem separar facilmente, através das curvas de potássio, as litologias 3, 6 e 4 do modelo original, sendo que o maior valor de amplitude ( aproximadamente 2.4 % K ) ocorre para o folhelho ( litologia 6 ), devido à concentração deste elemento na composição da ilita. É praticamente nulo o valor da amplitude correspondente ao arenito puro ( camada 4 ). Distingue-se ainda destas litologias o arenito micáceo ( unidade 5 ) com teor em K na ordem de 2 % K.

Entretanto, as curvas de potássio não se mostraram eficientes para separar entre si o folhelho 1 e arenito argiloso 2 , além do arenito 4, conforme se pode verificar nas regiões identificadas pelas letras "A" e "B" na Figura 6.19(a), com valores próximos a 0 % K.

As curvas de Th ( Figura 6.19(b) ) permitiram distinguir todas as litologias do modelo original, e o menor contraste de amplitudes ocorreu na interface entre os arenitos 2 e 3, cerca de 2.5 ppm. A maior concentração de Th ocorre para o folhelho 1, aproximadamente 15 ppm, devido ao alto teor em montmorilonita, com a qual o tório ocorre associado.

Portanto, os perfis de Th permitem "reconstituir" de maneira coerente o modelo proposto, dentro das composições fornecidas para cada litologia.

Lembra-se ainda, conforme SERRA (1982), que a razão Th/K sendo uma função da composição do folhelho, pode sempre refletir o tipo de argilo-mineral nele presente. No caso das litologias 5 e 6, respectivamente ricas em montmorilonita e ilita, a razão Th/K passa de aproximadamente  $7.5 \times 10^{-4}$  na primeira a cerca de  $4.3 \times 10^{-4}$  na segunda, o que é coerente com classificação espectral para minerais radioativos representada na Figura 5.2, ainda que estas razões não caíam exatamente dentro das áreas respectivas propostas naquela classificação.

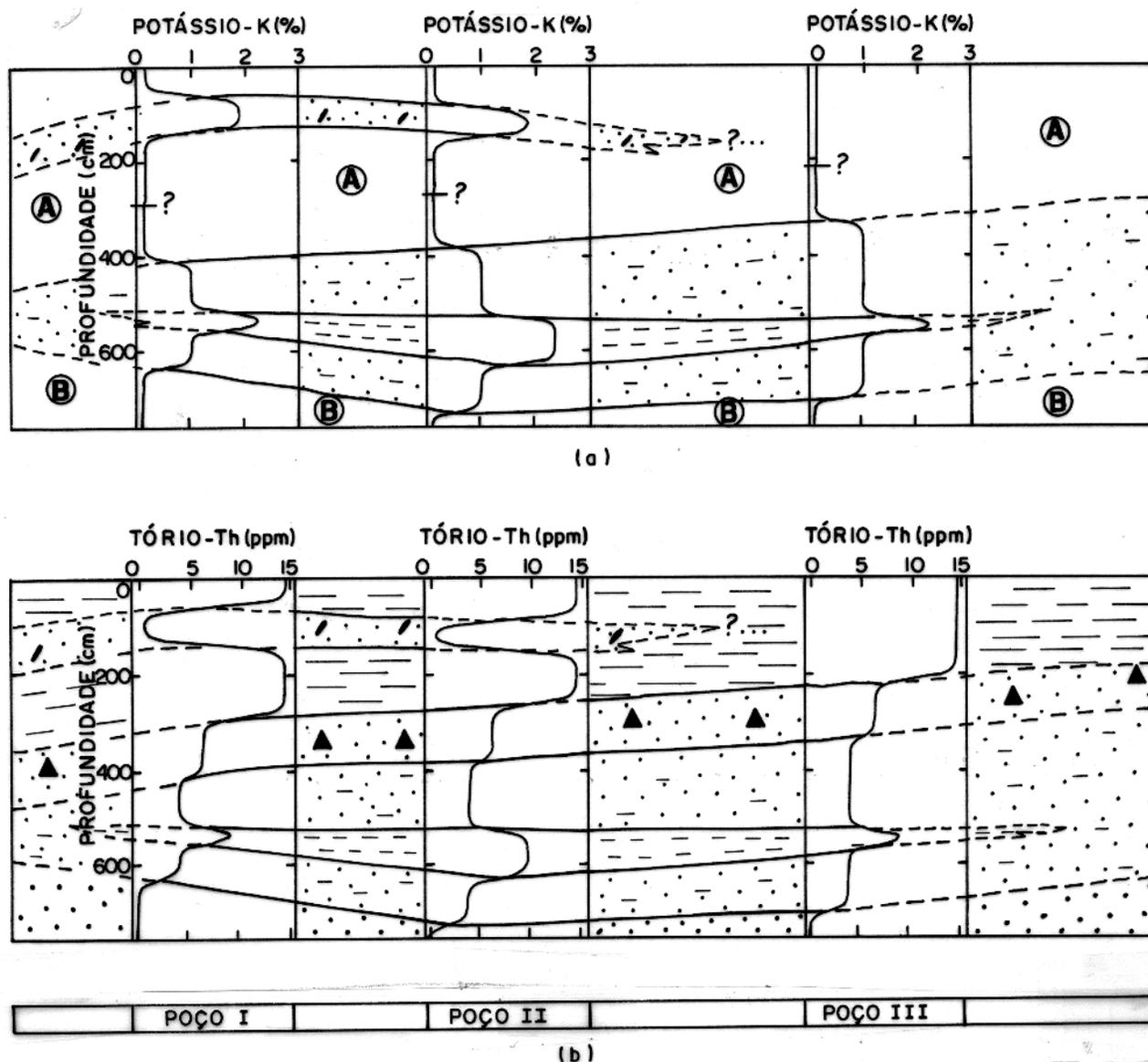


Figura 6.19 - Respostas simuladas da sonda NGS para o modelo VI. Perfis de Potássio e Tório.

As curvas de urânio ( Figura 6.20(a) ) mostram-se capazes de separar com eficiência, e sem ambiguidades, somente as camadas adjacentes folhelho 1 e arenito 2, respectivamente com 3.2 e 0.4 ppm U. O contraste no teor de U entre o primeiro, e a unidade " f ", que deveria corresponder à lente de arenito micáceo ( litologia 5 ), é o maior ocorrendo na Figura 6.20(a) ( cerca de 15 ppm ), assim como é marcante também para o arenito 2 em relação à unidade "G", que deveria corresponder ao arenito ilítico 3. Entretanto, as unidades representadas pelas letras "F", "G" e "H" naquela figura, apresentam pequenas diferenças no conteúdo em U que, levando-se em conta seu aspecto geoquímico, não seriam suficientes para distinguir entre si, e com alguma segurança, as litologias 5, 3 e 6, respectivamente.

Para as composições dadas, as curvas de contagem total ( SGR ) mostram na Figura 6.20(b) dois conjuntos de ambiguidades, sendo o primeiro representado pelas unidades "R" e "S", e o outro pelas unidades "P" e "Q".

Na unidade "S", não se distingue facilmente a interface que corresponderia ao contato entre as litologias 2 e 3. Esta unidade é ainda ambígua com a unidade "R", de modo que ambas poderiam representar quaisquer um dos três arenitos correspondentes às litologias 5, 2 ou 3.

Analogamente, as unidades "P" e "Q" poderiam corresponder aos folhelhos 1 e/ou 6. Assim, somente o arenito puro ( camada 4 ) pôde ser distinguido conforme o modelo original através das curvas SGR . O conjunto das ambiguidades citados acima permite, entretanto, separar as estruturas ( contatos ) entre o que corresponde às litologias mais radioativas ( folhelhos ) e aquelas menos radioativas ( arenitos ).

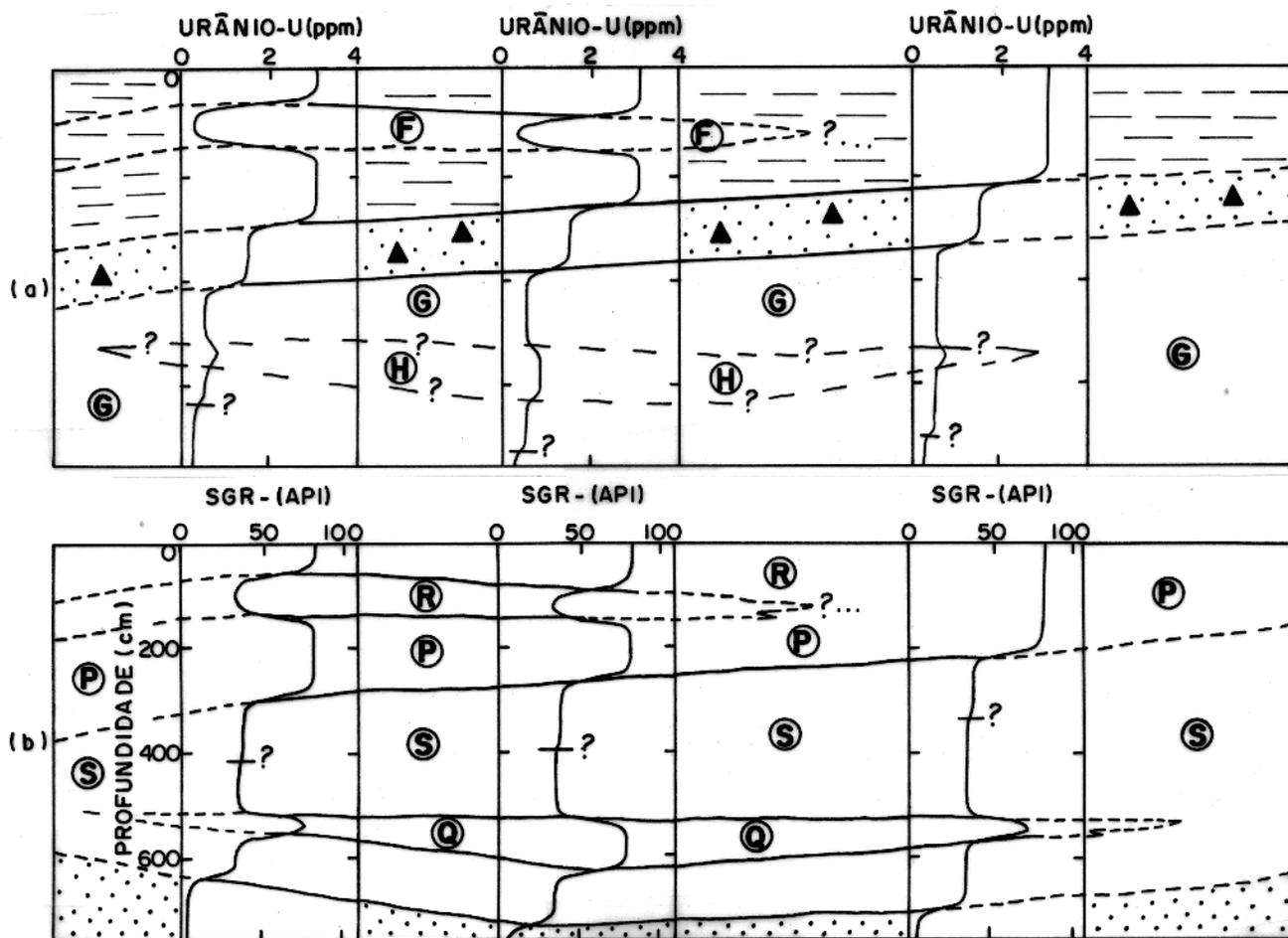


Figura 6.20 - Respostas simuladas da sonda NGS para o modelo VI. Perfis de Urânio e Contagem Total.

Na Figura 6.21(a)-(c) estão representadas as curvas de porosidade ( $\phi_n, \phi_d$ ), densidade ( $\rho_b$ ) e índice fotoelétrico para as litologias do modelo proposto e atravessadas pelo poço I. Destaca-se que as maiores diferenças entre as porosidades neutrônica ( $\phi_n$ ) e de densidade ( $\phi_d$ ) ocorrem para os folhelhos 1 e 6, como era de se esperar, devido à presença dos íons oxidrilas na composição de suas argilas, que conseqüentemente elevam os valores de  $\phi_n$ . Estes parâmetros praticamente se equivalem para o arenito puro (camada 4).

A Figura 6.21(d)-(f) mostra os valores do volume de folhelho ( $V_{sh}$ ) e porosidade total ( $\phi_t$ ) relativos aos três poços do modelo VI, calculados respectivamente a partir das equações 1.8 e 1.9. As curvas de  $V_{sh}$  seguem o padrão dos perfis de contagem total (SGR), sendo que a amplitude máxima,  $V_{sh} = 1$ , corresponde justamente à litologia 1 (folhelho montmorilonítico) que apresenta o maior valor de radioatividade total, e tende à unidade também para a litologia 6 (folhelho ilítico). A amplitude mínima,  $V_{sh} = 0$ , corresponde ao arenito puro (camada 4).

Os gráficos de profundidade versus  $\rho_g, \rho_m$  e profundidade versus  $U_g, U_m$ , mostram o efeito do volume de folhelho sobre as litologias apresentadas. Obviamente, os resultados da diferença  $\rho_g - \rho_m$  são maiores para os trechos "L<sub>1</sub>" e "L<sub>6</sub>", respectivamente com valores de 0.1 g/cm<sup>3</sup> e 0.08g/cm<sup>3</sup>, que também correspondem, nesta ordem, às rochas 1 e 6 do modelo original.  $\rho_g$  se iguala a  $\rho_m$  para o arenito puro (litologia 4).

Assim, os gráficos de densidade na Figura 6.22(a)-(c) permitem confirmar de maneira qualitativa a presença de cinco litologias (principalmente em relação ao poço II), sendo ambíguas as diferenças  $\rho_g - \rho_m$  no trecho "P" que corresponde às rochas 2 e 3, somando-se o fato de que individualmente estes parâmetros se equivalem para ambas. Entretanto, "L<sub>1</sub>" também se confunde com "L<sub>6</sub>" nos locais onde o folhelho 6 apresenta pequena espessura (poços I e III).

De forma análoga, os módulos das diferenças  $U_g - U_m$  são mais elevados nos trechos "L<sub>1</sub>" e "L<sub>6</sub>" correspondentes às rochas 1 e 6 (na ordem de 0.7 barns/e<sup>-</sup> para a primeira, e em torno de 1.8 barns/e<sup>-</sup> para a segunda), e praticamente se equivalem para os trechos "L<sub>5</sub>" e "L<sub>6</sub>", correspondentes aos arenitos 5 e 3 (cerca de 6.0 barns/e<sup>-</sup> para ambos, o que, a propósito, dificulta a separação destas rochas), e em torno de 5.0 barns/e<sup>-</sup> para a "L<sub>4</sub>" correspondente ao ortoquartzito (Figura 6.22(d)-(f)).

O parâmetro  $U_m$  supera  $U_g$  para o folhelho ilítico (litologia 6), em última instância devido aos altos valores de  $\rho_b$  e  $P_e$ , se comparados com o folhelho montmorilonítico (litologia 1), e as relações mostradas nas equações 1.11 e 1.17.

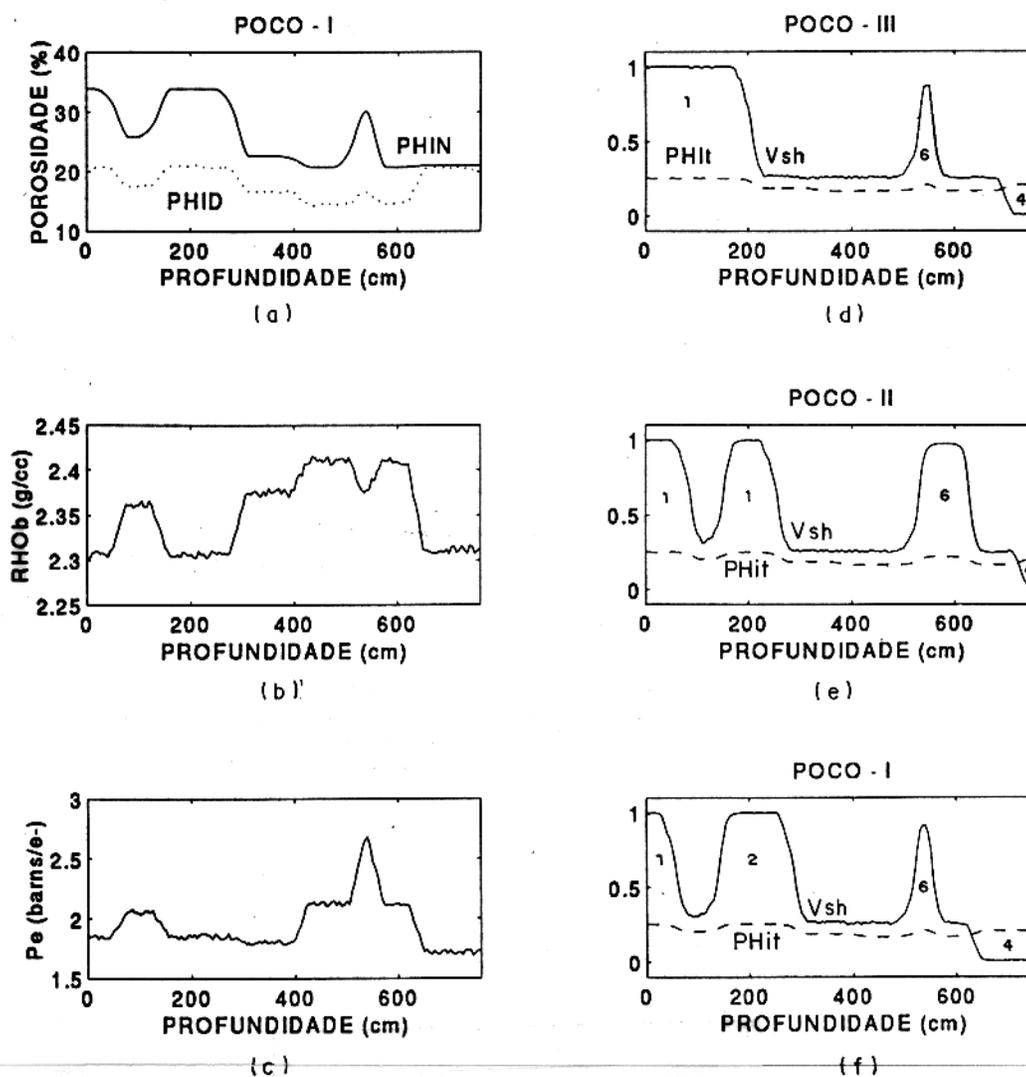


Figura 6.21 - ( a-c ) : Respostas simuladas das sondas LDT e CNL relativas ao poço I, modelo VI; ( d-f ) : Valores calculados do volume de folhelho ( $V_{sh}$ ) e porosidade total ( $\phi_t$ ) para os poços I, II e III do modelo VI.

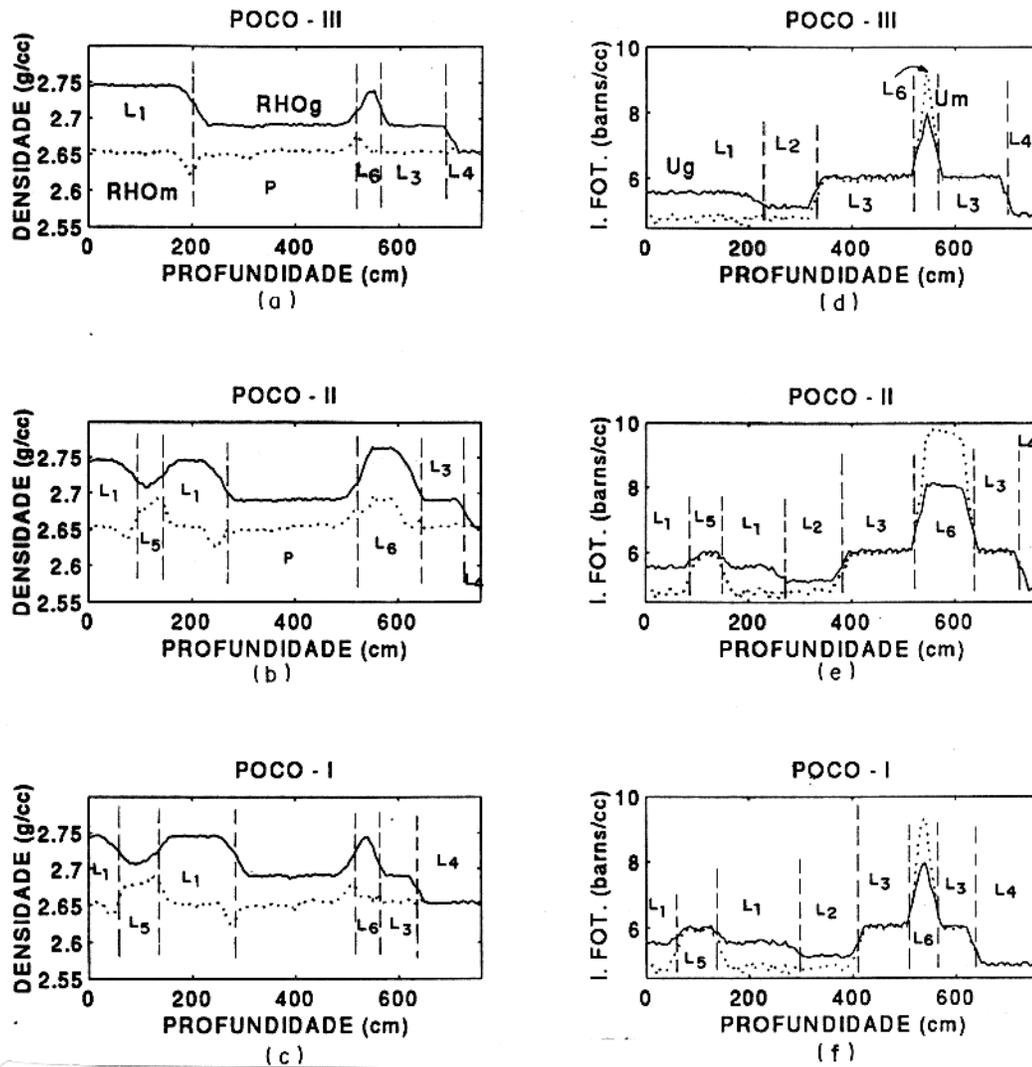
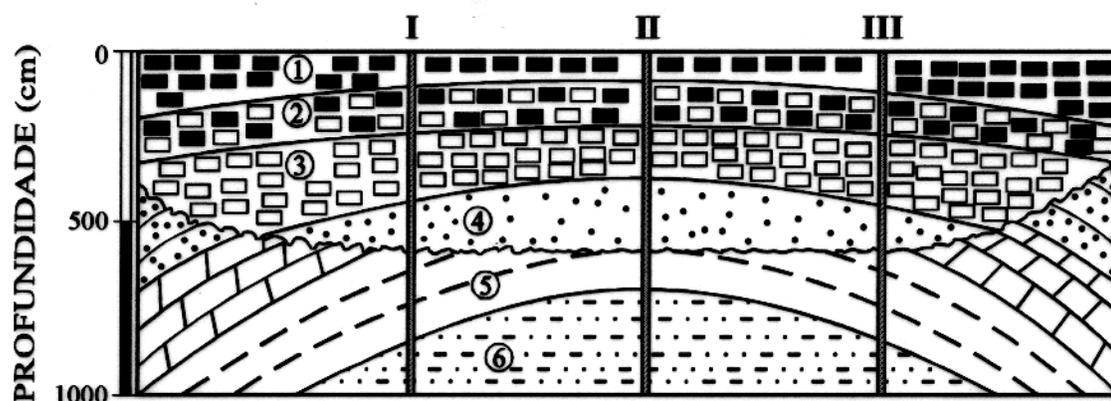


Figura 6.22 - ( a-c ): Valores calculados para os parâmetros  $\rho_g$  e  $\rho_m$  para os poços I, II e III do modelo VI; ( d-f ): Idem, para  $U_g$  e  $U_m$ .

## 6.6.2 Modelo - VII

**LEGENDA**

COMPOSIÇÕES MINEROLOGICAS E FRAÇÕES VOLUMÉTRICAS (%)

①		ILITA..... 69.00 ÁGUA..... 31.00
	FOLHELHO ILÍTICO	
②		ILITA..... 34.00 MONTMORILONITA... 40.00 ÁGUA..... 26.00
	FOLHELHO (I-M)	
③		MONTMORILONITA... 79.00 ÁGUA..... 21.00
④		QUARTZO..... 65.00 BIOTITA..... 11.00 CAOLITA..... 5.00 ÁGUA..... 23.00
	ARENITO ARGILOSO	
⑤		QUARTZO..... 26.00 ILITA..... 20.00 MUSCOVITA..... 15.00 CAOLINITA..... 8.00 ÁGUA..... 31.00
	FOLHELHO	
⑥		QUARTZO..... 37.00 MONTMORILONITA... 37.00 K-FELDSPATO..... 2.00 ÁGUA..... 24.00
	SILTITO	

Figura 6.23 - Modelo geológico - VII perfilado pelos poços I, II e III

A Figura 6.23 mostra um modelo geológico no qual, supondo a reativação de determinada bacia sedimentar, encontra-se localmente um anticlinal sobre cuja charneira, erodida, depositou-se um arenito levemente argiloso. Supondo ainda um evento posterior de subsidência seguida de transgressão marinha, fôra depositada a sequência pelítica representada pelos folhelhos 3, 2 e 1. Idealmente, as composições destas rochas foram restritas a dois tipos de argilas, illita e montmorilonita, conforme se verifica na tabela da Figura 6.23 .

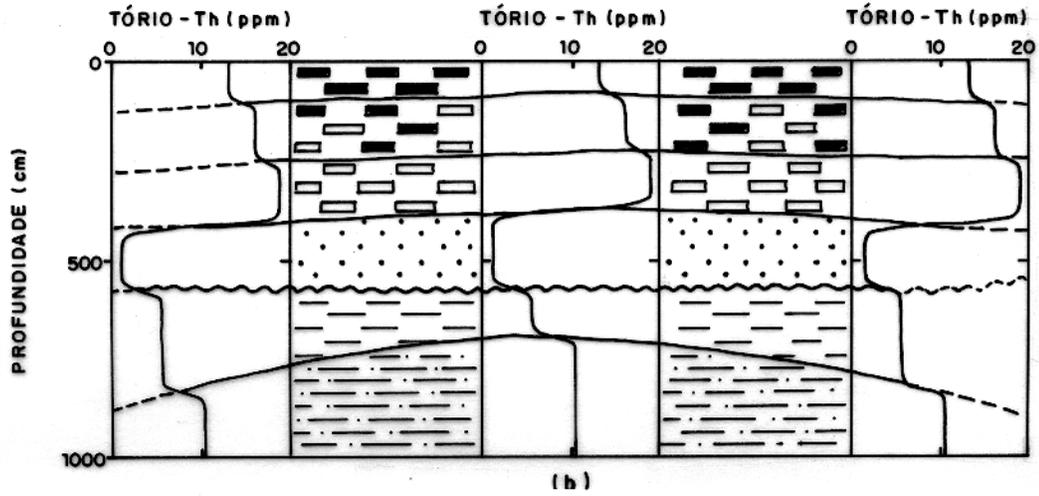
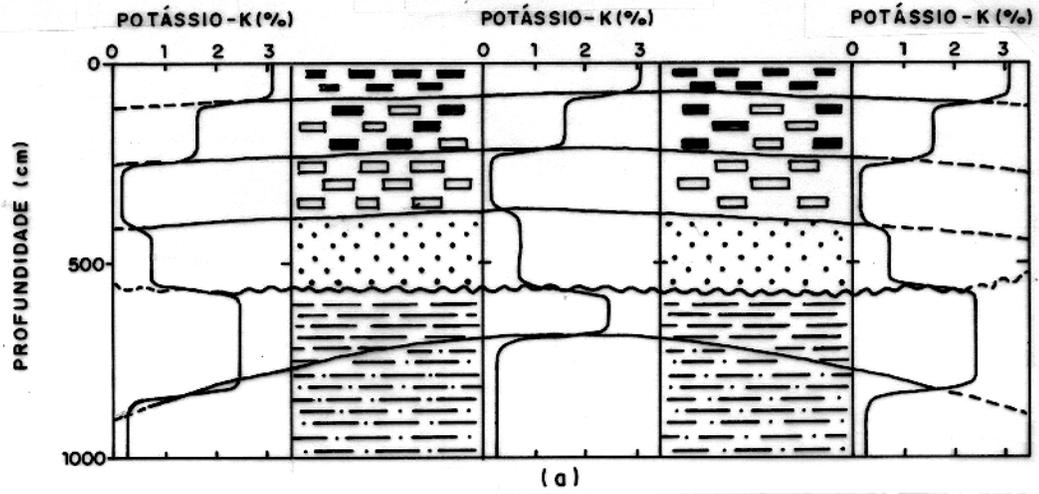
#### 6.6.2.1 Respostas Dos Perfis Simulados

a Figura 6.24(a)-(d) mostra as respostas simuladas da sonda NGS para os poços representados no modelo proposto . As curvas de potássio permitem separar com boas definições as camadas adjacentes que correspondem aos folhelhos 1, 2 e 3 a partir da profundidade zero, uma vez que a illita é um argilo-mineral potássico em contrapartida ao baixo teor deste elemento na montmorilonita. Entretanto, a resposta para o folhelho montmorilonítico ( unidade 3 ) se aproxima da baixa concentração em K para o siltito 6 ( cerca de 0.2 % ), de forma que a interpretação partindo apenas destes perfis daria margem à ambiguidade representada na Figura 6.24(a) pelas unidades "A" e "B".

As curvas de tório permitiram separar todas as litologias atravessadas pelos poços, sendo os teores mais elevados correspondentes à sequência pelítica sobreposta ao arenito 4 ( respectivamente 13, 16 e 19 ppm Th para os folhelhos 1, 2 e 3 ). Esta por sua vez, foi a litologia com a menor concentração de tório ( abaixo de 0.5 ppm ), conforme se verifica na Figura 6.24(b).

Apesar de suas restrições para efeitos de correlação e determinação de folhelhos inorgânicos, os perfis de urânio também permitiram boas definições entre as litologias 1, 2 e 3, com teores de U crescentes nesta ordem. Maior ainda é o contraste entre a base desta sequência e a unidade sotoposta, que apresenta apenas cerca de 0.7 ppm de U, e corresponde ao arenito 4. Desta vez, entretanto, este arenito é ambíguo com a litologia 5, sobre a qual está depositada ( uma vez que o contraste de amplitudes é pequeno, principalmente quando se trata de urânio ), e a interface entre essas duas unidades torna-se pouco perceptível. Assim, ambas são representadas na Figura 6.24(c) pela unidade "A".

Para as composições mineralógicas do modelo original, as curvas de contagem radioativa total ( SGR ) mostraram resultados ruins no que diz respeito à individualização das litologias e consequentes correlações. Verifica-se na Figura 6.24(d), que distinguem-se apenas três unidades, consequentes dos contrastes de amplitude definindo a interface entre a unidade "P" e aquela que corresponde ao arenito 4, além do contato entre este e a unidade "Q".



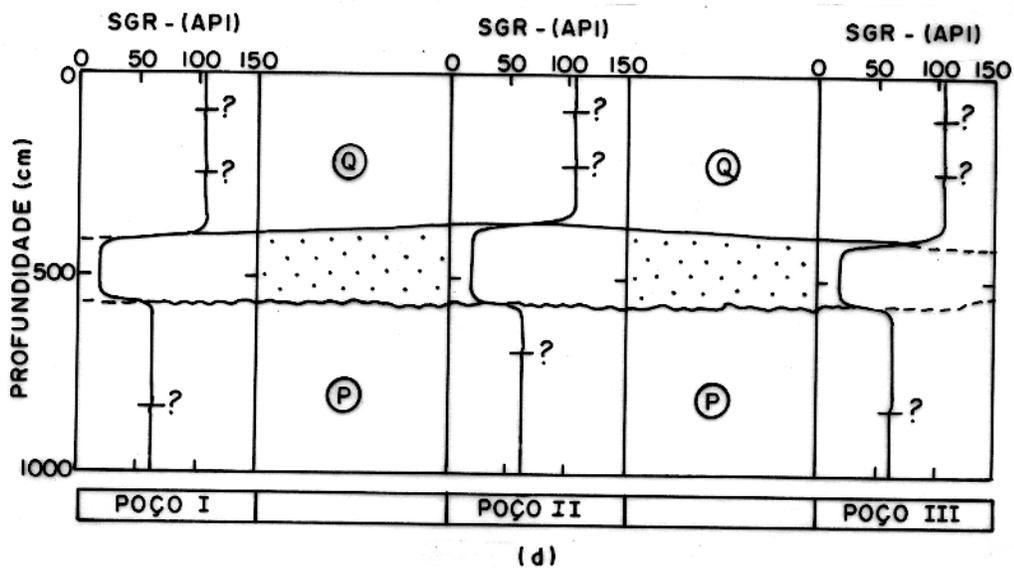
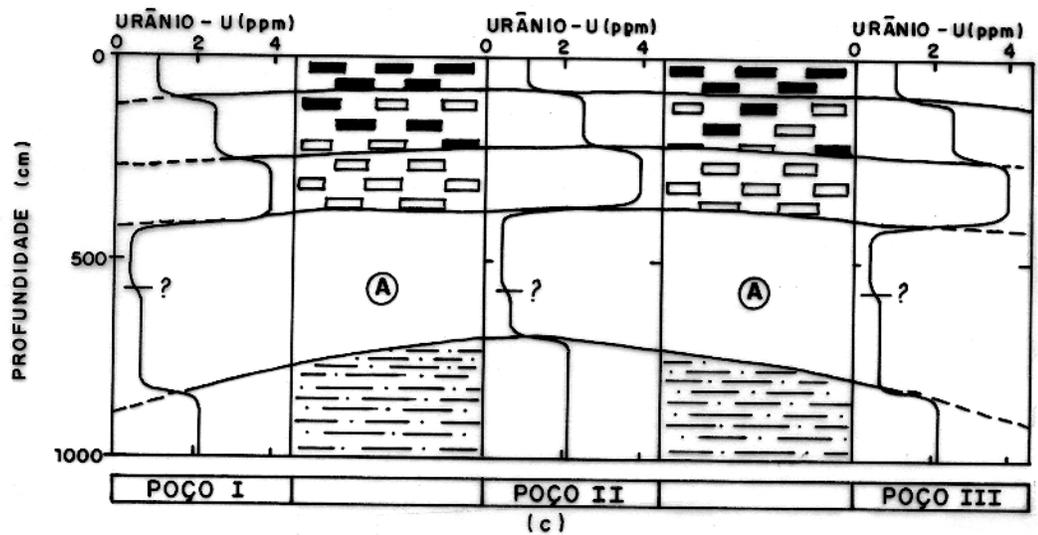


Figura 6.24 - Respostas simuladas da sonda NGS para o modelo VII.

Assim, na unidade "Q", que equivale à sequência pelítica descrita anteriormente, é desprezível o contato entre os folhelhos 1, 2 e 3, bem como o é a interface que separaria o folhelho ( litologia 5 ) do siltito ( litologia 6 ) na unidade "P" ( Figura 6.24(d) ).

Na Figura 6.25(a)-(c) estão representadas as curvas de porosidade (  $\phi_n, \phi_d$  ), densidade (  $\rho_b$  ) e índice fotoelétrico (  $Pe$  ) para as litologias do modelo da Figura 6.23, atravessadas pelo poço I. Também aqui, as maiores diferenças entre as porosidades neutrônica (  $\phi_n$  ) e de densidade (  $\phi_d$  ) ocorrem para folhelhos ( litologias 1, 5, 2 e 3 ) devido à presença dos íons oxidrilas na composição de suas argilas, que conseqüentemente elevam os valores de  $\phi_n$ .

Os volumes de folhelho (  $V_{sh}$  ) na Figura 6.25(d)-(f), seguem a tendência dos perfis SGR respectivos, sendo que, se para efeitos de individualização de unidades estes últimos mostraram-se inviáveis, as ligeiras diferenças de valores para as litologias 1, 2 e 3 se refletem diretamente nos valores de  $V_{sh}$ . Assim,  $V_{sh} = 1$  corresponde ao folhelho montmorilonítico ( litologia 3 ),  $V_{sh}$  em torno de 0.9 unidades se refere ao folhelho ílítico - montmorilonítico ( litologia 2 ) e  $V_{sh}$  em torno de 0.75 unidades é relativo ao folhelho ílítico ( litologia 1 ). O menor valor deste parâmetro para o modelo total (  $V_{sh} \approx 0.15$  ) equivale ao arenito argiloso ( unidade 4 ), sendo que  $V_{sh}$  para as litologias 5 ( folhelho ) e 6 ( siltito ) se equivalem na ordem de 0.4 unidades.

Na Figura 6.26(a)-(f) encontram-se os resultados do procedimento aqui utilizado para se confirmar as correlações, com base no cálculo de  $V_{sh}$ . Sobre os gráficos de densidade ( Figura 6.26(a)-(c) ), os valores separados de  $\rho_g$  e  $\rho_m$ , bem como suas diferenças para cada unidade da Figura 6.23, permitem individualizar qualitativamente aquelas litologias em cada poço ( unidades "L<sub>1</sub>" a "L<sub>6</sub>" ).  $\rho_g$  equivale a  $\rho_m$  para o arenito ( litologia 4 ), que apresentou o menor volume de folhelho. As diferenças  $\rho_g - \rho_m$  para os folhelhos ( litologias 1, 2 e 3 ) são as maiores em relação ao modelo como um todo, e assumem valores semelhantes entre si ( em torno de  $0.15g/cm^3$  ). Folhelho ( litologia 5 ) e siltito ( litologia 6 ) também assumem valores semelhantes para este parâmetro (  $\approx 0.06g/cm^3$  ), sendo que um pequeno pico nos valores de  $\rho_g$  e  $\rho_m$  permite identificar com melhor eficiência o contato entre eles. As curvas  $\rho_g$  apresentam aspecto semelhante às de  $\rho_b$ , exceto na região entre as litologias 4 e 5 ( compare as Figuras 6.25(b) e 6.26(c) ).

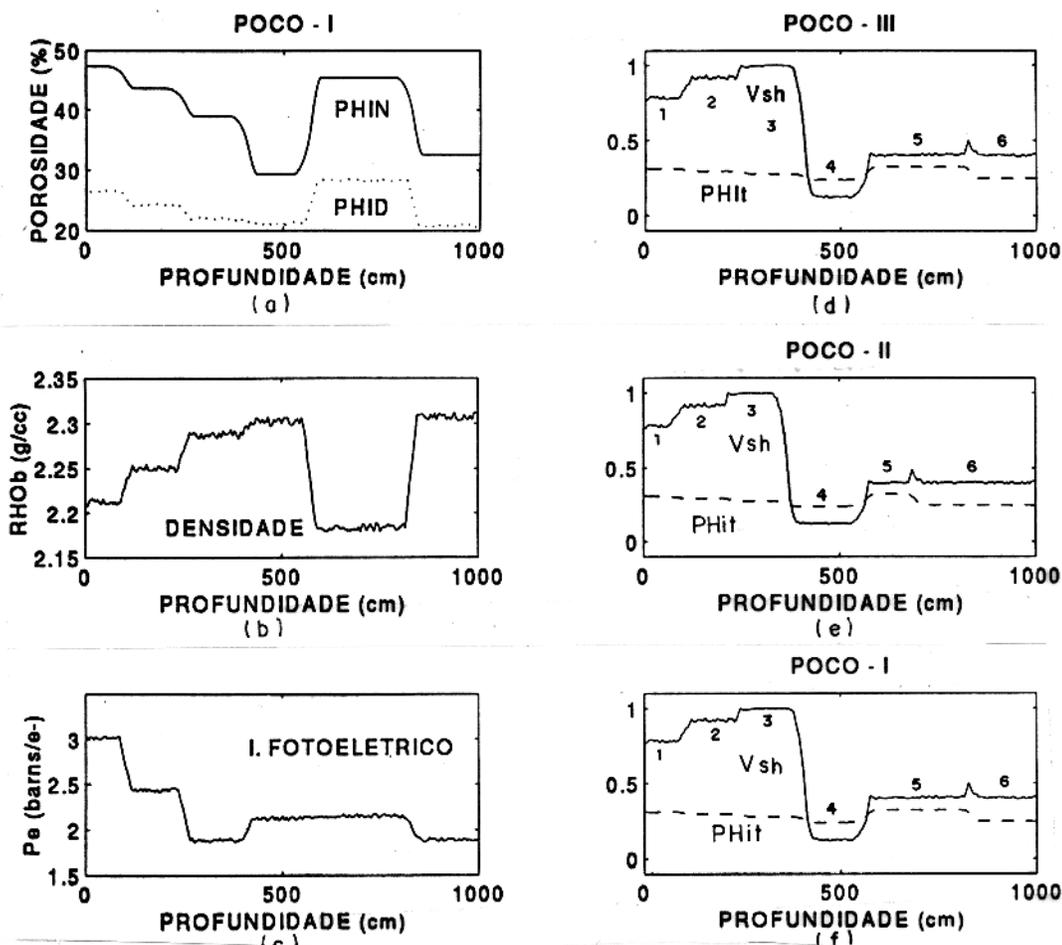


Figura 6.25 - ( a-c ): Respostas simuladas das sondas LDT e CNL relativas ao poço I, modelo VII; ( d-f ): Valores calculados do volume de folhelho ( $V_{sh}$ ) e porosidade total ( $\phi_t$ ) para os poços I, II e III do modelo VII.

As curvas de índice fotoelétrico por volume de rocha ( Figura 6.26(d)-(f) ) também permitem, neste caso, confirmar as correlações efetivadas principalmente pelos perfis Th - K , e assumem padrões semelhantes às curvas de índice fotoelétrico (  $Pe$  ) representada na Figura 6.25(c) ( obviamente com amplitudes distintas ), exceto para a região entre as litologias "  $L_4$  " e "  $L_5$  " que agora apresenta contrastes visíveis entre si. O maior valor de  $U_g$  (  $\approx 9.5 \text{ barns/cm}^3$  ) equivale à "  $L_1$  " ( folhelho ílítico ), e o menor valor corresponde ao "  $L_6$  " ( siltito ) na ordem de  $5.6 \text{ barns/cm}^3$ .  $U_m$  também atinge a maior amplitude para aquela litologia, chegando a superar o valor de  $U_g$  (  $U_m \approx 9.8 \text{ barns/cm}^3$  ). O menor valor desse parâmetro corresponde ao folhelho montmorilonítico (  $U_m \approx 2.5 \text{ barns/cm}^3$  ), sendo que os dois parâmetros se equivalem para o arenito "  $L_4$  " ( arenito ), conforme a Figura 6.26(d)-(f).

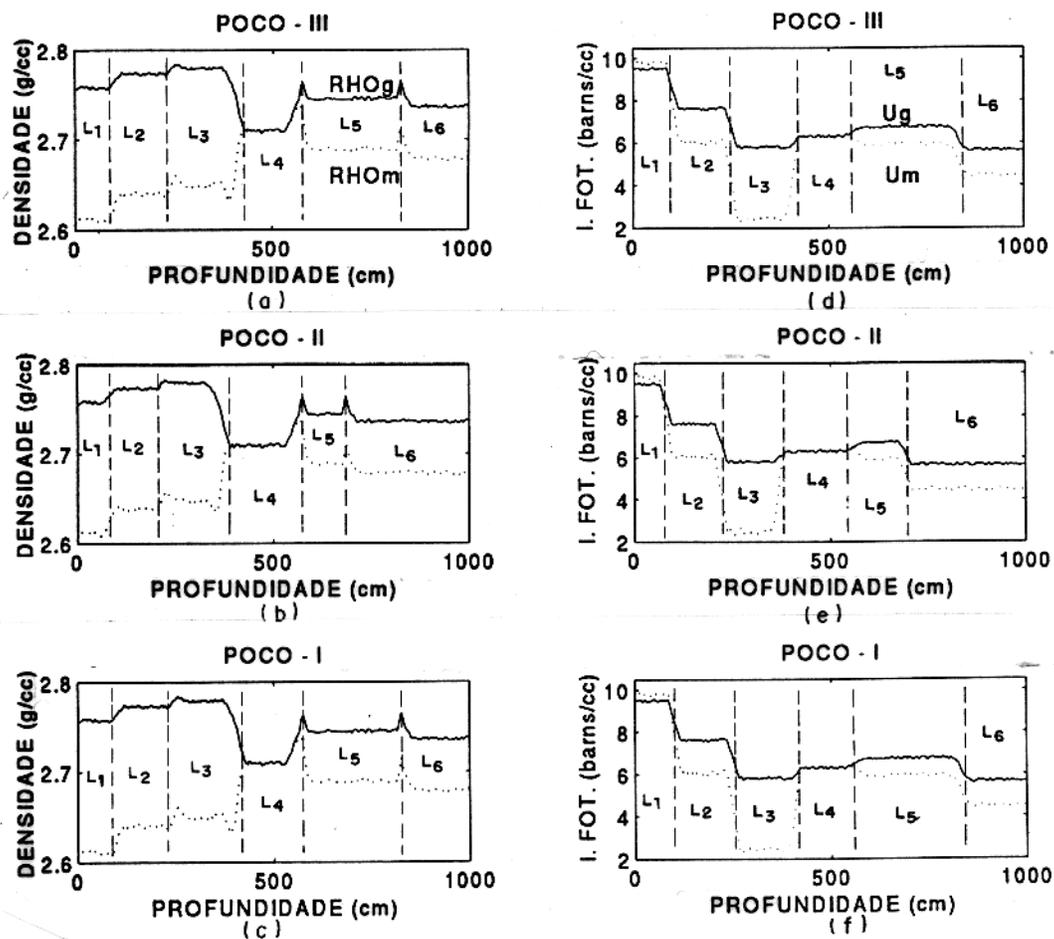


Figura 6.26 - ( a-c ): Valores calculados para os parâmetros  $\rho_g$  e  $\rho_m$  para os poços I, II e III do modelo VII; ( d-f ): Idem, para  $U_g$  e  $U_m$ .

## 7 - APLICAÇÃO EM DADOS REAIS

Os dados de campo utilizados neste capítulo correspondem a registros de dois poços perfurados em determinada bacia sedimentar da plataforma continental brasileira, e são procedentes da Petróleo Brasileiro S.A ( PETROBRÁS ), sendo cedidos pelo seu Departamento de Exploração ( DEPEX ).

Foram escolhidos dois trechos em cada poço que se mostraram mais adequados aos objetivos deste trabalho. Estes trechos correspondem a cerca de 25 m de extensão vertical, o que implica em uma análise em mega-escala conforme a definição de DREYER (1993). Nesta escala, para este caso, não se está correlacionando grandes grupos de rochas distintas em profundidade, e sim variações litológicas a nível de uma mesma formação. Assim, as regiões individualizadas pelas respostas da ferramenta NGS nos trechos analisados, serão definidas como sub-unidades ou membros, também aqui sem conotação litoestratigráfica.

Pelo fato dos dados originais se apresentarem contaminados por ruídos aleatórios, fêz-se necessário o uso de um filtro digital. De acordo com SAITO & CUNNINGHAM (1990) o filtro-E ( *E-Filter* ) proposto por Moore e Parker apud SAITO & CUNNINGHAM, (1990) diferencia pequenas e grandes estruturas de um sinal, filtrando dados de campo relativos à perfilagens de poços. SAITO & CUNNINGHAM (1990) propõem uma generalização deste filtro introduzindo um parâmetro de controle (  $p$  ), cujos valores, incrementando a partir do zero no conjunto dos números reais, variam o comportamento do filtro-E "desde linear até altamente não linear".

Neste trabalho, entretanto, usa-se o valor  $p = 1$ , ou seja, o filtro-E original de Moore e Parker apud SAITO & CUNNINGHAM, (1990), com uma resolução vertical de 1.0 m, janela (  $w$  ) igual a 5 unidades, o que implica em um filtro do tipo "passa-baixa", que filtra sinais de alta frequência.

Devido ao fato dos registros adquiridos não incluírem dados relativos ao índice fotoelétrico (  $P_e$  ) das formações e, além disto, está-se usando neste trabalho a contagem radioativa total ( GR ) como um dos indicadores de folhelho ( que detecta também outros minerais radioativos além das argilas e, portanto, poderiam falsear o parâmetro  $V_{sh}$  ), não se adota nos tópicos a seguir o procedimento para confirmar as correlações conforme proposto na seção 1.2.5 .

De acordo com FERTL (1979), flutuações estatísticas estão sempre presentes na medida

da radioatividade natural de uma formação, de modo que não se espera uma perfeita repetibilidade para K, U ou Th, principalmente nas razões de baixa contagem. Ora, se para um mesmo poço as amplitudes não se repetem com excelência, as assinaturas para uma mesma unidade em poços distintos devem se diferenciar, dentro de um limite aceitável, contanto que conservem padrões similares para aquela litologia, considerando que não haja variação composicional, ou nas condições de medidas, muito marcantes.

De posse destas considerações, analisa-se a seguir os dados reais lembrando ainda que, ao contrário do que fôra simulado no capítulo anterior, não se verifica aqui problemas relativos a ambiguidades ( sub-unidades distintas com o mesmo grau API ), mas compara-se ainda a utilização dos perfis K, U e Th em relação aos perfis GR, para efeitos de individualização dessas litologias e conseqüente correlação entre poços.

### 7.1 ANÁLISE DO TRECHO - I

Das respostas da ferramenta NGS verifica-se que, para este caso, os perfis de Th foram os que permitiram correlacionar com certa eficácia as sub-unidades entre os poços I e II, conforme mostra a Figura 7.1 . Os padrões das curvas de tório em cada um deles são coerentes entre si, com teores variando entre cerca de 10 ppm a acima de 20 ppm de Th. Logicamente, a definição de interfaces é relativamente subjetiva, que por isto são representadas por traços longos.

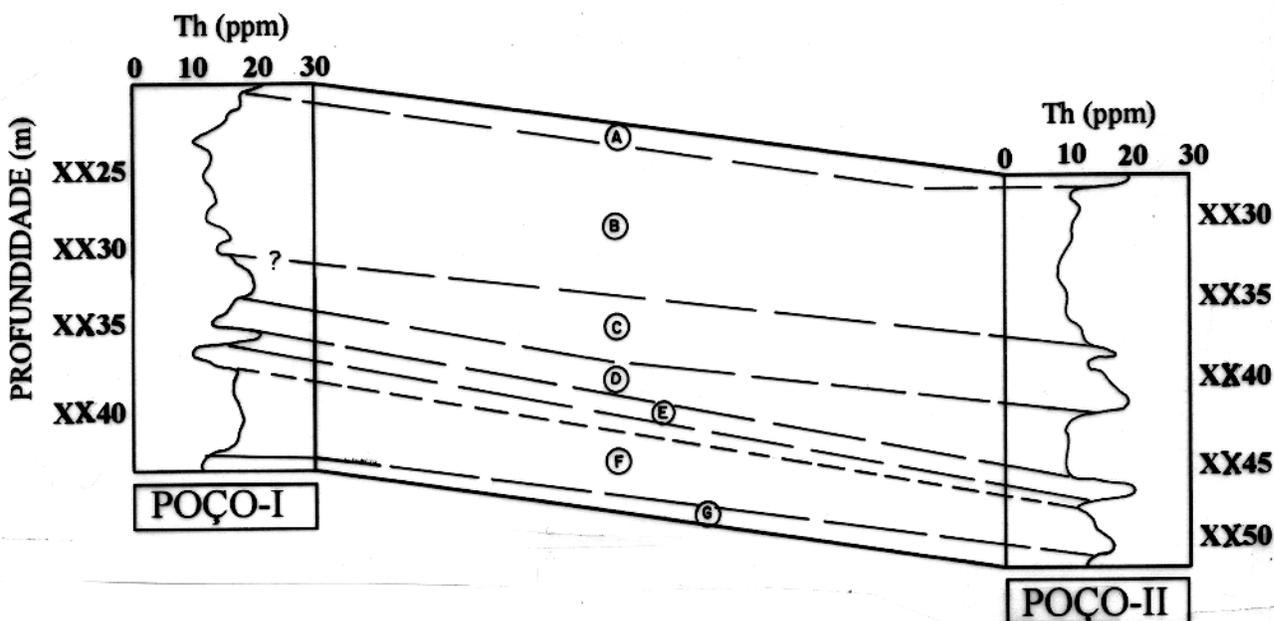


Figura 7.1 - Respostas da sonda NGS . Perfis de Th para o trecho - 1

As curvas de potássio não foram eficientes para individualizar sub-unidades no trecho considerado, com valores de amplitude variando entre  $> 2\%$  a  $4\%$  K no poço I, e  $> 2\%$  a  $< 5\%$  no poço II, conforme mostra a Figura 7.2, de forma a indicar tratar-se em ambos os casos de uma única sub-unidade, ainda que as regiões "F<sub>1</sub>" e "F<sub>2</sub>" marcadas por um ligeiro incremento em K, indiquem alguma correlação que parece se identificar com a subunidade F da Figura 7.1.

As curvas de urânio também não permitiram uma correlação entre os poços I e II, conforme mostra a Figura 7.2(b). No primeiro, os teores variam entre 0 e 3 ppm U, contra valores entre 1.5 e 7.5 ppm U no segundo poço. É interessante observar que as regiões hachuradas em cada poço da Figura 7.2(b) identificam intervalos onde o comportamento do urânio em relação ao tório é antagônico, ou seja, um incremento em U coincide com um decréscimo deste último elemento.

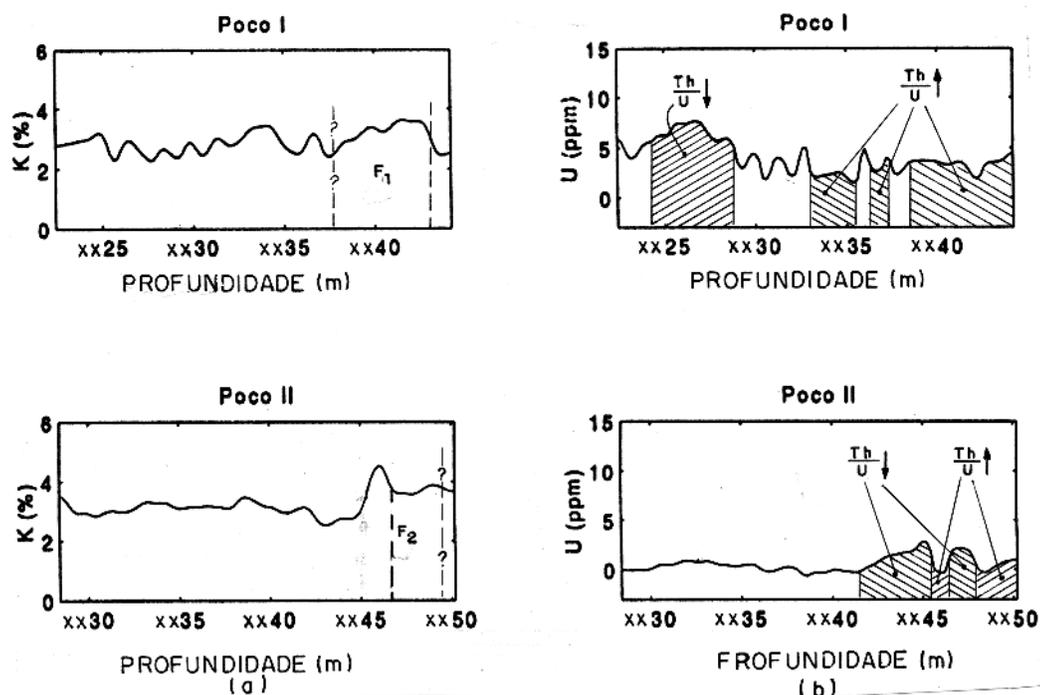


Figura 7.2 - Respostas da sonda NGS . Perfis de K e U para o trecho - 1

Tomando como referência as curvas de Th, os perfis GR também são capazes de identificar as sub-unidades discriminadas, entretanto com menor definição. Assim, no poço I as assinaturas devidas a K e U influenciam de tal forma na contagem radioativa total, que dificultam a definição das interfaces, como ocorre com a sub-unidade "B<sub>GR</sub>" ( Figura 7.3 ) que se identifica com a unidade "B" da Figura 7.1 . As amplitudes nesta figura variam entre 100 e 180 graus API, sendo que na região "B<sub>GR</sub>" as contribuições devidas a U e Th se destacam.

No poço II, onde as curvas espectrométricas apresentam menor ruído, a contribuição do urânio é menor para a contagem total ( GR ) e este perfil apresenta-se mais suave, com aspecto semelhante ao perfil de Th, sendo que a individualização das subunidades é mais subjetiva para o primeiro. As amplitudes variam entre < 100 a 135 API.

Entretanto, comparando entre si os perfis GR, as correlações tornam-se pouco práticas de forma que, neste caso, comprova-se maior eficiência pelo uso dos perfis de Th para efeitos de correlação.

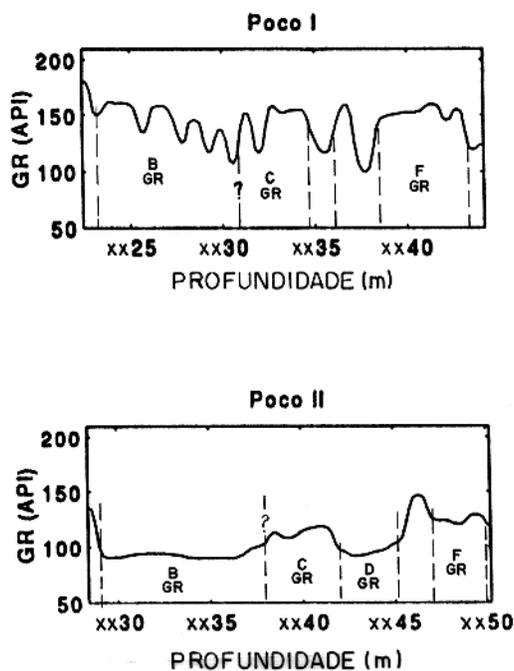


Figura 7.3 - Perfis de Contagem Total (GR) para o trecho - 1

## 7.2 ANÁLISE DO TRECHO - II

Também neste caso, os perfis de tório foram os que se prestaram á correlação de litologias entre os poços I e II. No primeiro poço, os teores variam entre 5 e 8 ppm Th, contra um intervalo entre 10 a 20 ppm no segundo. Apesar desta diferença de valores, levando-se em conta as considerações iniciais, o padrão das curvas é semelhante para ambos, permitindo definir as sub-unidades "H" a "N" ( Figura 7.4 ).

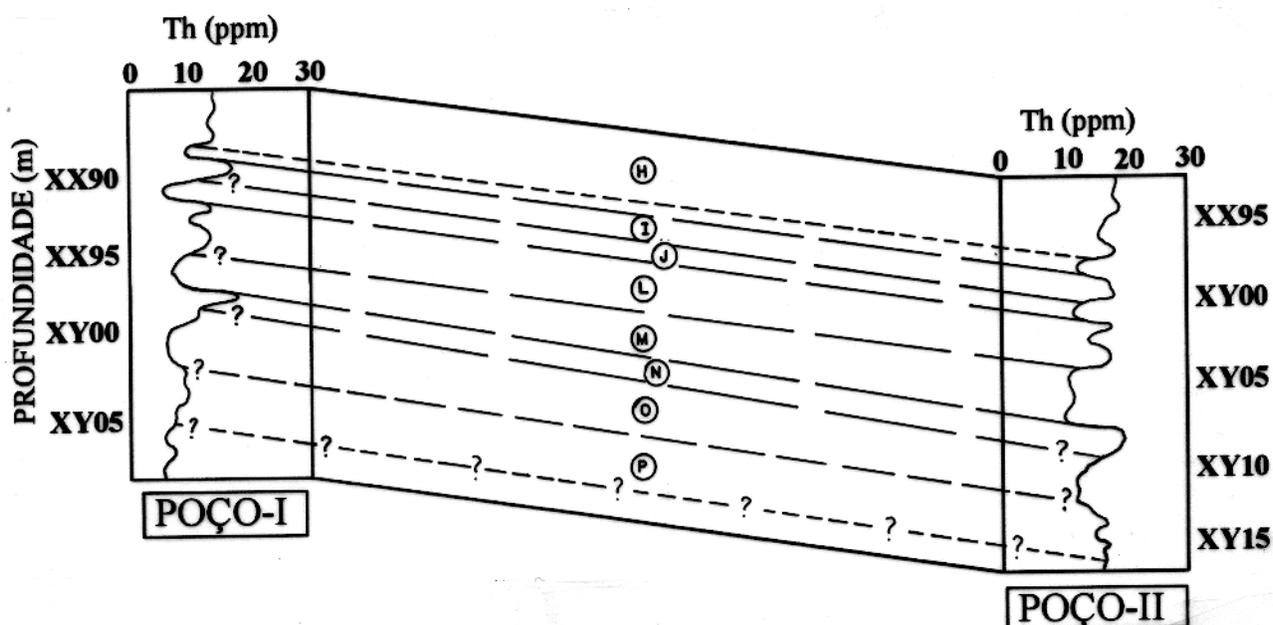


Figura 7.4 - Respostas da sonda NGS . Perfis de Th para o trecho - 2

As curvas de potássio no poço I mostram teores variando entre 2.0 % e 3.5 % K, que não permitiram, contudo, individualizar sub-unidades. No poço II os teores variam entre 2.7 % a 4.2 % e, a princípio, tomando como referência a curva de Th respectiva, permitem individualizar quatro sub-unidades adjacentes entre si, conforme mostra a Figura 7.5(a). As interfaces que puderam ser identificadas, coincidem com interfaces na curva de Th à mesma profundidade. Entretanto, as subunidades "X" e "Y" na Figura 7.5(a) englobam, respectivamente, o que seriam os membros "I"- "J"- "L", e "N"- "O"- "P" (compare as figura 7.4 e 7.5(a)). Comparando, ainda, os dois perfis na Figura 7.5(a), conclui-se não ser possível correlacionar as litologias através das concentrações de K.

Considerando-se os perfis relativos aos poços I e II para urânio, torna-se também impossível correlacionar litologias na Figura 7.5(b). Os padrões das curvas são distintos e provavelmente devem-se em grande parte à mobilidade deste elemento. No poço I os teores

são menores que 5 ppm, e ultrapassam a 7 ppm no poço II. Como na análise do trecho I, as regiões hachuradas na Figura 7.5(b) se identificam com intervalos onde as concentrações de urânio e de tório variam em direções opostas.

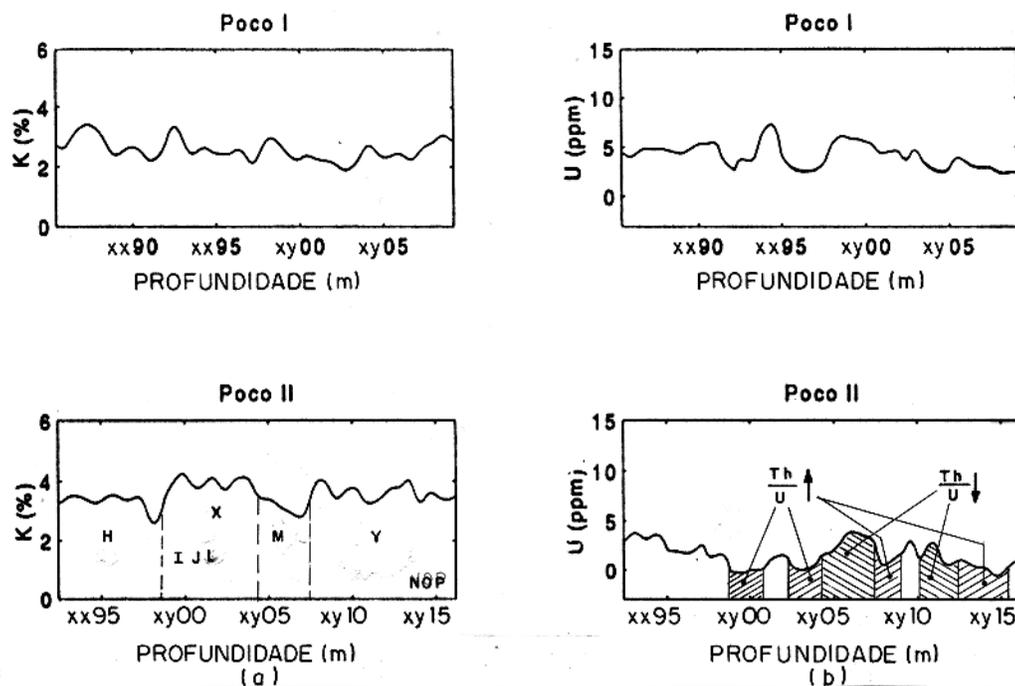


Figura 7.5 - Respostas da sonda NGS . Perfis de K e U para o trecho - 2

As curvas GR para os poços I e II têm formas semelhantes às respectivas curvas de Th, sendo as sub-unidades discriminadas conforme a Figura 7.6 . A subunidade "T" no poço I incluiria os membros "O" e "P" da Figura 7.4 . Entretanto, a contribuição dos valores de K e U torna mais subjetiva a correlação entre litologias, quando comparamos entre si os padrões das curvas GR nos dois poços. Para o primeiro destes, as amplitudes variam entre 35 e 105 graus API, ficando entre 100 e 152 graus API para o segundo poço.

Algumas conclusões prévias podem ser retiradas em relação às litologias da formação atravessada pelos poços I e II, unicamente a partir das respostas, em termos gerais, dos perfis K, U e Th deste trecho e do trecho anterior. Informações a priori revelam que essa formação caracteriza-se por arenitos de granulometrias diversificadas, com intercalações de folhelho e siltito.

De acordo com SERRA (1990), tomando-se como objetivo a determinação das principais litologias a partir de *well logs*, procura-se identificar inicialmente dois grandes grupos de rochas, a saber: Rochas químicas e rochas detríticas. Partindo apenas das informações dos perfis espectrométricos, seriam critérios para se identificar as rochas de origem química (SERRA, 1990):

- Conteúdo em Th geralmente  $< 5$  ppm;
- Razão Th/U  $< 2$  ( Figura 5.1 );
- K  $< 0.3$  %, ou valores muito elevados no caso de evaporitos potássicos.

Nos casos aqui tratados as condições acima estariam descartadas pois os valores de Th são elevados ( geralmente acima de 10 ppm ), a razão Th/U é quase sempre alta ( poucas vezes menor que duas unidades ), e o conteúdo em potássio mantem-se acima de 2%. Portanto, a formação em análise não se constituiria, em princípio, de rochas químicas.

SERRA ( 1990 ) sustenta ainda que a composição mineralógica das rochas detríticas irá depender da maturidade de seus sedimentos. Os conteúdos em Th maior que 5 ppm e K  $> 0.5$  % seriam critérios, segundo esse autor, que sugeririam litologias detríticas maduras a submaduras. Tais critérios são aqui satisfeitos. O outro critério, razão Th/U  $> 7$ , também ocorrem em certas regiões dos trechos estudados, e poderiam corresponder a folhelhos, conforme observa SERRA (1982), segundo o qual tal valor para essa razão indicaria produtos altamente intemperizados e lixiviados, certamente contendo folhelhos e bauxitas.

Estes resultados são, assim, coerentes com a informação a priori citada anteriormente. Um estudo mais aprofundado envolvendo a razão Th/K e outros parâmetros como índice fotoelétrico (  $P_e$  ), densidade (  $\rho_b$  ) e porosidades (  $\phi_n$  e  $\phi_d$  ) poderia confirmar a presença dos níveis de folhelho, bem como a composição dos mesmos.

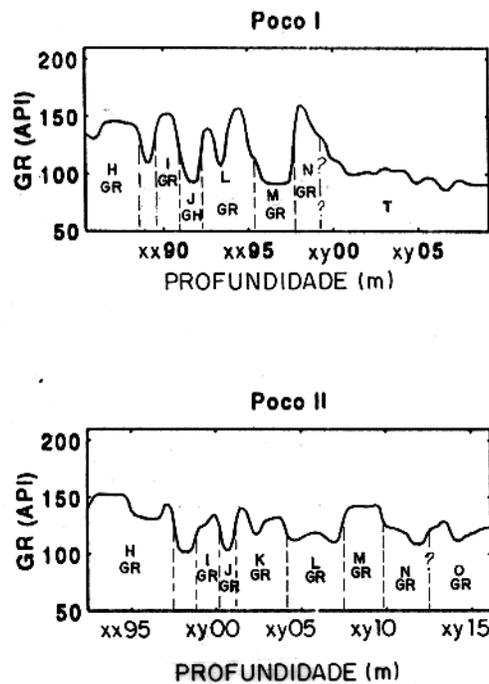


Figura 7.6 - Perfis de Contagem total ( GR ) para o trecho - 2

## 8 - CONCLUSÕES E SUGESTÕES

Inicialmente, neste trabalho, foi apresentado um estudo bibliográfico da origem da radioatividade natural e, principalmente, da geoquímica envolvendo os radioisótopos gama-emissores mais importantes presentes nas formações ( potássio,  $^{40}\text{K}$ , Urânio,  $^{238}\text{U}$  e tório,  $^{232}\text{Th}$  ). A ciência desses fenômenos e processos formou a base do presente trabalho, e têm aqui orientado a construção dos modelos geológicos apresentados para as correlações de litologias, através da simulação de perfis espectrométricos de raios gama (  $\gamma$  ).

O reconhecimento da continuidade lateral de unidades litológicas complexas em subsuperfície, através das assinaturas proporcionadas pelos perfis de K, U e Th radioativos em perfilagens de poços, mostrou-se sempre mais eficiente que a correlação pela contagem total ( GR, ou SGR ), tanto no modelamento sintético quanto na análise de dados de campo. No primeiro caso, a análise conjunta ou não dos registros sintéticos de K, U e Th na maioria das vezes permitiu interpretações coerentes com o modelos propostos.

No modelo geológico I ( Figura 6.1 ), 75 % das unidades litológicas propostas responderam por um mesmo grau API, enquanto a análise das curvas de tório e potássio em conjunto permitiram separar todas essas unidades e efetivar a correlação poço a poço. Fato semelhante ocorre em relação às curvas de tório e urânio quando comparadas com os perfis de contagem total ( GR ) para o modelo IV ( Figuras 6.9 e 6.10).

Na maioria dos outros modelos, as correlações poço a poço foram efetivadas através das respostas simuladas das curvas de tório, que melhor permitiram distinguir litologias pelo contraste de amplitudes nestes casos ( modelos II, IV, VI e VII ), enquanto que para o modelo V, os perfis de urânio se mostraram os mais eficientes, ainda que, na prática, suas utilizações para efeitos de correlação sejam restritas, dada a grande solubilidade dos sais do cátion  $\text{U}^{+6}$ , e conseqüente mobilidade desse elemento.

Portanto, para o modelamento sintético, a correlação poço a poço foi efetivada pelas respostas da sonda espectrométrica de raios- $\gamma$  ( perfis de K, U e Th ) de forma mais eficaz que os perfis de contagem radioativa total ( GR ), além de permitir resolver problemas de ambigüidades resultantes destes últimos.

Na análise de dados de campo ( capítulo VII ), também verifica-se a supremacia conseqüente da utilização dos perfis de K, U e Th sobre os perfis de contagem total. De maneira

análoga ao modelamento sintético, os perfis de Tório foram os que se mostraram eficientes para efeitos de correlação dos dados disponíveis ( Figuras 7.1 e 7.4 ) e, se este procedimento fôra também possível pelo uso dos registros da sonda GR, por não haver, em princípio, problemas de ambiguidades do sinal, pôde-se, contudo, verificar as contribuições discriminadas daqueles três radioisótopos pela utilização da sonda NGS.

Outra grande importância da aplicação dessa ferramenta, são as diversas interpretações de natureza geológica que ela permite fazer, observando-se as concentrações relativas dos teores de K, U e Th nas formações, e com base na bibliografia pesquisada.

Tomando como exemplo o modelo I ( Figura 6.1 ), a distinção entre duas rochas detríticas ( no caso arenitos ) sendo uma delas radioativa por conter traços de zircão, foi prontamente satisfeita pela variação da razão Th/K, uma vez que o zircão pode apresentar elevados teores de tório. Neste mesmo modelo, altas razões U/K indicariam a presença de fosfato em rochas carbonáticas, o mesmo ocorrendo para o incremento da razão Th/U e decréscimo da razão U/K em relação às argilas presentes em tais rochas.

Ainda nesse contexto, as curvas de K permitiram a distinção entre evaporito e folhelho no modelo II ( Figura 6.5a ), bem como determinar a composição desse primeiro litotipo ( no caso, carnalita ). Também neste modelo, as concentrações de K, U e Th permitiram indicar a composição e tipo de ambiente para a litologia proposta como calcário.

No modelo V, a presença do falhamento proposto é indicada pelo conteúdo em urânio do material que simula o preenchimento da mesma, enquanto no ambiente arenito - folhelho, principalmente modelo VI, as razões Th/K permitiram indicar o tipo de argilo-mineral presente nos folhelhos.

Sobre os dados reais, informações qualitativas a partir dos valores de K, U e Th foram pertinentes. Altos valores de Tório (  $> 10$  ppm ), razão Th/U acima de duas unidades, e conteúdo em K maior que 2 % descartam a presença de rochas de origem química para os trechos estudados. Tais valores também permitem indicar o grau de maturidade das litologias (  $Th > 5$  ppm,  $K > 0.5$  % ) e a possível presença de folhelhos (  $Th/U > 7$  ). Em princípio, a suposição dos tipos de rochas presentes a partir desses parâmetros estão de acordo com as informações a priori então disponíveis.

O algoritmo de elementos finitos de SILVA (1993), utilizado neste trabalho, é possível de ser aplicado a qualquer mineral do qual se tenha informações consistentes a cerca de seu conteúdo radioativo ( teores de K, U e Th ), de forma que a metodologia aqui utilizada para efeitos de correlação poço a poço, pelo uso da espectrometria de raios- $\gamma$ , pode ser estendida a um domínio com maior limite de litologias diversificadas.

Conforme observam diversos autores ( SERRA *et al.*, 1980; QUIREIN *et al.*, 1982; SERRA, 1984, e outros ), a espectrometria de raios- $\gamma$  permite computar de melhor forma o volume de folhelho, através de indicadores mais eficientes derivados dos perfis de K ( $V_{sh_k}$ ), tório ( $V_{sh_{Th}}$ ), ou de suas somas ( $V_{sh_{CGR}}$ ). A utilização destes parâmetros como alternativa ao cálculo do volume de folhelho pelo uso dos perfis de contagem total (GR) permitiria também diversificar as litologias envolvidas nos modelos em que se desejasse confirmar qualitativamente as correlações pelo procedimento descrito na seção 1.2.5 e aplicado na seção 6.7.

As correlações também podem vir a ser feitas utilizando a metodologia semi-quantitativa de "probabilidade de um modelo" para diferentes minerais, conforme proposto por QUIREIN *et al.*, (1982) desde que se faça um estudo criterioso de inversão, observando problemas de singularidade, instabilidade e ambiguidades da matriz de sensibilidade envolvida no sistema proposto por estes autores.

O filtro-E ( *E-Filter* ) de Moore and Parker apud SAITO & CUNNINGHAM (1990), generalizado por estes autores, pode ser aplicado a outros tipos de registros de perfilagens de poços, para o que se sugere um estudo de sua aplicação a perfis apresentando diferentes valores de resolução vertical, combinada com variações sistemáticas sobre o parâmetro que controla a linearidade desse filtro, tendo em vista seu ajuste a cada sistema de perfilagem particular.

A utilização da espectrometria de raios gama para efeitos de correlação é, enfim, de grande utilidade, uma vez que por si só, ou combinada às respostas de outras ferramentas nucleares, constitui-se de um importante instrumento na avaliação de geologias complexas envolvidas em reservatórios de petróleo.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADAMS, J. S. & GASPARINI 1971. **Gamma Ray spectrometry of rocks**. Amsterdam, Elsevier.
- ALLÈGRE, C. J.; MANHÈS, G.; GÖPEL, C. 1995. The age of the Earth. **Geochim. Cosmochim. Acta**, 59(8): 1445 - 1456.
- BECKER, E. B.; CAREY, G. F.; ODEN, J. T. 1981. **Finite Element Method; An Introduction**. London, Prentice-Hall International. 258 p.
- BELL, G. 1954. Uranium and Thorium in Sedimentares Rocks. In: FAUL, H. 1954. **Nuclear Geology; A Symposium of Nuclear Phenomena in Earth Sciences**. New York, John Wiley & Sons. p. 98 - 114.
- CLARK, S. P.; PETERMAN, Z. E.; HEIER, K. 1966. Abundances of Uranium, Thorium and Potassium. In: THE GEOLOGICAL SOCIETY OF AMÉRICA MEMOIR. **Handbook of Physical Constants - Revised Edition**. p. 521 - 541.
- DOVETON, J. H. 1986. **Log Analysis of Subsurface Geology - Concepts and Computer Methods**. New York, John Wiley & Sons. 273 p.
- DOVETON, J. H. & PRENSKY, S. E. 1992. Geological Applications of Wireline Logs - A Synopsis of Developments and trends. **The Log Analyst**. 25(3): 286 - 303.
- DREYER, T. 1993. Geometry & Facies of Large-Scale Flow Units in Fluvial-dominated Fan-Delta-Front Sequences. In: GEOLOGICAL SOCIETY. **Advances In reservoir Geology**. London. ( Special Publication, 69 ).
- ELLIS, D. V. 1987. **Well Logging For Earth Scientists**. New York, Elsevier, 532 p.
- ELPHICK, R. Y. 1987. Neutron/Density/Gr Interpretation in Shaley Sands. **Geobyte**, 2(2): 51 - 55.
- FERTL, W. H. 1979. Gamma Ray Spectral Data Assists In Complex Formation Evaluation. **The Log Analyst**. 20(5): 3 - 37.
- GOLDSCHMIDT, V. M. 1958. **Geochemistry**. Oxford, Clarendon Press. 730 p.

- HASSAN, M.; HOSSIN, A.; COMBAZ, A. 1976. Fundamentals of The Differential Gamma Ray Log - Interpretation technique. In: SPWLA ANNUAL LOGGING SYMPOSIUM, 17, Denver, Colorado. **Transactions.**, paper H. 18 p.
- HASSAN, M.; SELO, M.; COMBAZ, A. 1975. Uranium Distribution and Geochemistry As Criteria of Diagenesis in Carbonate Rocks. In: CONGRES INTERNATIONAL DE SEDIMENTOLOGIE, 19. Nice, 1975. Paper 7.
- HEFLIN, J. D. & NETTLETON, K. A. 1980. Formation Evaluation Utilizing Gamma Ray Spectral Analysis. **Society of Petroleum Engineers of AIME**, SPE 9042.
- HEIER, K. S. & BILLINGS, G. K. 1970. Potassium. In: WEDEPOHL, K. H.. **Handbook of Geochemistry**. New York, Springer-Verlag vol. 2.1, cap 19.
- JARDINE, D. J. & WILSHART, J. W. 1987. Carbonate Reservoir Description. In: **SEPM Reservoir Sedimentology**. Tulsa, ed. Tillman, R. W. & Weber, K. J.. 129 - 152. ( Special Publication,40 ).
- KOGAN, R. M.; NAZAROV, I. M.; FRIDMAN, S. D. 1971. **Gamma Spectrometry of Natural Environments and Formation**. Jerusalém, Israel, Program For Scientific Translations. 337 p.
- KOLODNY, Y. & KAPLAN, I. R. 1970. Uranium Isotopes in Sea-Floor Phosphorites. **Geochim. Cosmochim. Acta**, 30: 3 - 24.
- LARSEN, E. S. & PHAIR, G. 1954. The Distribution of Uranium and Thorium in Igneous Rocks. In: FAUL, H. 1954. **Nuclear Geology A Symposium of Nuclear Phenomena in Earth Sciences**. New York, John Wiley & Sons. p. 75 - 89.
- LOCKY, G. A. & HOYER, W. A. 1971. Natural Gamma-Ray Spectral Logging. **The Log Analyst**. 12(5): 03 - 09.
- McKELVEY, V. E. & NELSON, M. J. 1949. Characteristics of Marine Uranium - Bearing Sedimentary Rocks. Washington, D. C. **US Geological Survey**, p. 35 - 53.
- MIAN, M. A. 1991. **Petroleum Engineering - Handbook for Practicing Engineer**. Tulsa; Penn Well Publishing Company. Vol. I, 613 p.
- NERY, G.G.M.C. 1990. **Perfilagem Geofísica em Poço Aberto**. Notas de aula. Belém, UFPA. 231 p. ( no prelo ).
- PETRÓLEO BRASILEIRO S. A. ( PETROBRÁS ). 1994. **Boletim de Geociências da Petrobrás**. Rio de Janeiro, 2(1): 1 - 249.

- PETTIJOHN, F. J. 1975. **Sedimentary Rocks** 3ed.. New York. Haper & Row. 628 p.
- QUIREIN, J. A.; GARDNER., J. S.; WATSON, J. T. 1982. Combined Natural Gamma Ray Spectral Litho-Density Measurements Applied to Complex Lithologies. In: SPE ANNUAL TECHNICAL CONFERENCE AND EXIBITION, 57. New Orleans, **Society of Petroleum Engineers of AIME**, SPE 11143, 14 p.
- RANKAMA, K. & SAHAMA, Th. G. 1968. **Geochemistry**. Chicago, University of Chicago Press. 911 p.
- ROGERS, J. J. W. & ADAMS, J. A. S. 1969. Thorium. In: WEDEPOHL, K. H. **Handbook of Geochemistry**. New York, Springer-Verlag vol. 2.1, cap. 90.
- ROLLINSON, H. R. 1993. **Using Geochemical Data: Evaluation, presentation, interpretation**. London, Longman Scientific & Technical Eds. 352 p.
- RUSSEL, W. L. 1941. Well Logging by Radioactivity. **Bulletin of American Association of Petroleum Geologists**, 25(9): 1768 - 1788.
- SAITO, N. & CUNNINGHAM, M. A. 1990. Generalized E-Filter and its Application to Edge Detection. **IEEE Transaction on Pattern Analysis and Machine Intelligence**. 2(8): 814 - 817.
- SCHMUS, W. R. V. 1984. Radioactivity Properties of Minerals and Rocks. In: CARMICHAEL, R. S.. **Handbook of Physical Properties of Rocks**. Iowa City, CRC Press. Vol. 3, cap. 4, p. 281 - 293.
- SENFTELE, F. E. & KEEVIL, N. B. 1947. Thorium - Uranium Ratios in the Teory of Genesis of Lead ores. **Trans. Am. Geophys. Union**, 2: 732 - 738.
- SERRA, O 1982. **Essentials of Natural Gamma Ray Spectrometry Interpretation**. s. l., Schlumberger Technical Services. 70 p.
- SERRA, O. 1984. **Fundamentals of Well Logging interpretation - 1. The Acquisition of Logging Data**; Developments In Petroleum Science. Amsterdam, Elsevier. 440 p.
- SERRA, O. 1990. **Clay, Silt, Sand, Shales**. s.l., Schlumberger Technical Services. S.l., 211 p.
- SERRA, O.; BALDWIN, J.; QUIREIN, J. 1980. Teory, Interpretation and Practical Applications of Natural Gamma Ray Spectroscopy. In: SPWLA ANNUAL LOGGING SYMPOSIUM, 21. Houston, 1980. **Transactions.. Paper Q**, 30 p.

- SILVA, J. C. 1993. **Simulação de Perfis Nucleares de Poço em Formações Complexas**. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências, 1993. 127p. Tese (Doutorado em geofísica) - Curso de Pós-Graduação em Geofísica, Centro de Geociências UFPA, 1993.
- STARINSKY, A.; KATZ, A.; KOLODNY, Y. 1982. The Incorporation of Uranium Into Diagenetic Phosphorite. **Geochim. Cosmochim. Acta**. U.S.A., Pergamon Press Ltd., 46: 1365 - 1374.
- STEIGER, R. H. & JÄGER, E. 1977. Subcomission on Geochronology: Convention on the Use of Decay Constants in Geo- and Cosmochronology. **Earth and Planet Science Letters**, 36: 359 - 362.
- WEBER, K. J. 1985. How Heterogeneity Affects Oil Recovery. In: **RESERVOIR CHARACTERIZATION TECHNICAL CONFERENCE**. Dallas, Academic Press, p. 487 - 544.
- WEST, F. G. & LAUGHLIN, A. W. 1976. Spectral Gamma Logging in Cristalline Basement Rocks. **Geology**, 4: 617 - 618.
- WHITFIELD, I. M.; ROGERS, J.J.W.; ADAMS, J. A. S. 1959. The Relationship Between the Petrology and the Thorium and Uranium Contents of Some Granitics Rocks. **Geochim. Cosmochim. Acta**. 17: 248 - 271.